



**Contribution à l'étude de la déformation de la
paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales.
Analyses tectoniques et microtectoniques dans la zone
des brèches de Tarentaise (région de Moutiers) et dans
les schistes lustrés du Mont Jovet . Alpes françaises**

Chia Yu Lu

► **To cite this version:**

Chia Yu Lu. Contribution à l'étude de la déformation de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales. Analyses tectoniques et microtectoniques dans la zone des brèches de Tarentaise (région de Moutiers) et dans les schistes lustrés du Mont Jovet . Alpes françaises. Géologie appliquée. Université de Savoie, 1985. Français. NNT : . tel-00547430v3

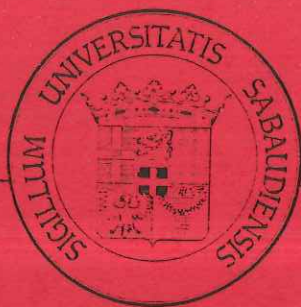
HAL Id: tel-00547430

<https://theses.hal.science/tel-00547430v3>

Submitted on 5 Dec 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITE DE SAVOIE

TRAVAUX DU DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

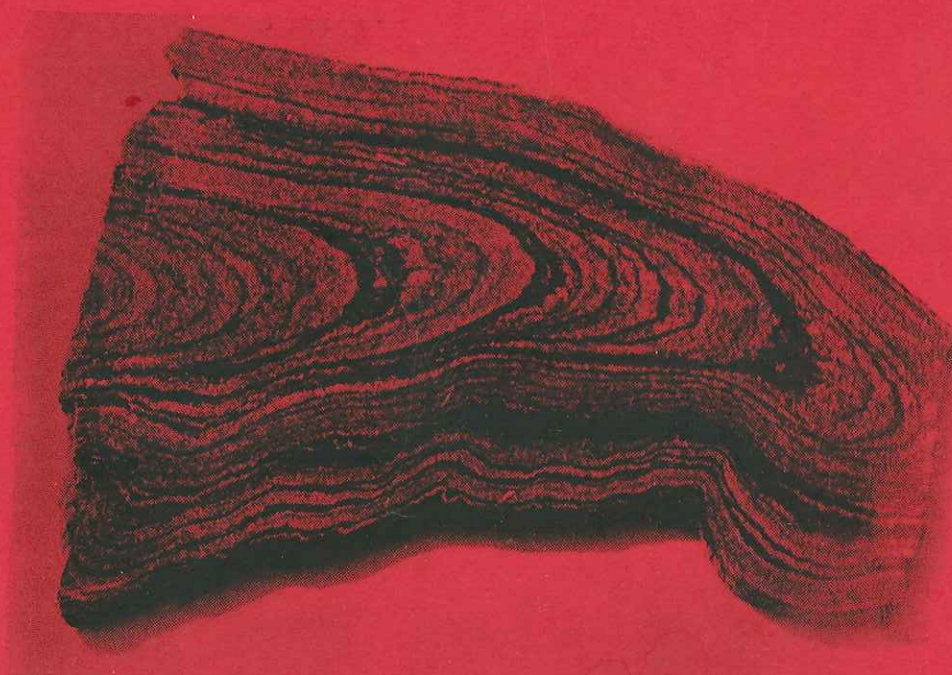
n° 6

CONTRIBUTION A L'ETUDE DE LA DEFORMATION DE LA PALEOMARGE TETHYSIENNE DANS LES ALPES OCCIDENTALES

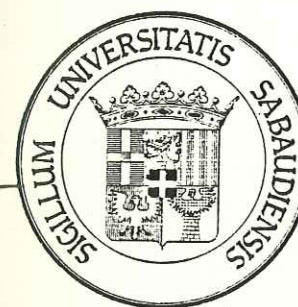
Analyses tectoniques et microtectoniques
dans la zone des Brèches de Tarentaise (région de Moutiers)
et dans les Schistes lustrés du Mont Jovet

Alpes de Savoie - France.

LU Chia Yu



CHAMBERY 1986



UNIVERSITE DE SAVOIE

TRAVAUX DU DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
E 28031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.43

n° 6

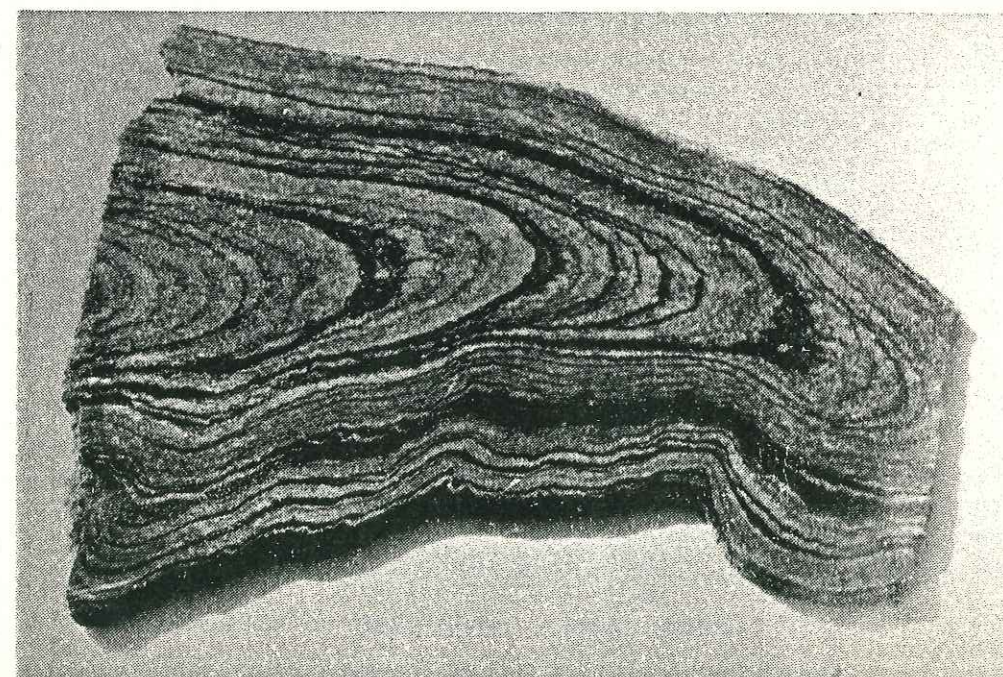
30 MARS 1987

CONTRIBUTION A L'ETUDE DE LA DEFORMATION DE LA PALEOMARGE TETHYSIENNE DANS LES ALPES OCCIDENTALES

Analyses tectoniques et microtectoniques
dans la zone des Brèches de Tarentaise (région de Moutiers)
et dans les Schistes lustrés du Mont Jovet

Alpes de Savoie - France.

LU Chia Yu



CHAMBERY 1986

1046224

Au lecteur,

Ce travail correspond au mémoire de thèse de doctorat de 3^{ème} cycle présenté par Monsieur LU Chia Yu, à l'Université de Savoie à Chambéry, le 3 septembre 1985, devant le jury d'examen composé de :

Président :

M. R. Blanchet, Professeur, Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Rapporteurs :

M. J.P. Rampnoux, Professeur, Université de Savoie, Chambéry.

M. S. Fudral, Maître de Conférences, Université de Savoie, Chambéry.

Examineurs :

M. J.P. Gratier, Docteur d'Etat, Université de Grenoble.

M. Y. Lagabrielle, Attaché de recherche, CNRS, U.B.O., Brest.

M. M. Tardy, Professeur, Université de Savoie, Chambéry.

Editeur et imprimeur :

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
Université de Savoie
Boite postale 1104
73011 Chambéry Cedex

ISSN 0758-749X
ISBN 2-904431-13-6
Dépot légal : Avril 1986

UNIVERSITE DE GRENOBLE II
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

TABLE DES MATIERES

	Pages
. RESUME.....	
. Liste des figures.....	
. CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE.....	1
I - Introduction.....	3
II - Situation géographique de la région étudiée.....	5
III - Cadre géologique général.....	7
IV - Historique des recherches.....	7
IV-1- Les environs de Moûtiers.	
A - La zone du Quermoz :	
1) Stratigraphie.....	9
2) Interprétation et âge des séries.....	13
B - La zone de Hautecour :	
1) Stratigraphie.....	13
2) Interprétation et âge des séries.....	15
C - L'unité de Salins.....	15
IV-2- La région du Mont Jovet.....	15
. CHAPITRE II : ETUDES STRUCTURALES ET MICROSTRUCTURALES DANS LA REGION DE MOUTIERS.....	17
I - Le cadre structural de la région de Moûtiers.....	19
1° Les données de terrain : une coupe transversale aux structures à la latitude de Moûtiers.....	21
2° Commentaires.....	32
3° Conclusions.....	33
II - Les déformations synschisteuses du flysch de la région de Moûtiers.....	36
A - L'analyse des méso et des micro-structures.....	36
1) Les structures de phase I.....	36
2) Les structures de phase II.....	39
3) Les structures de phases III.....	42
4) Schistosités et linéations	
5) Type d'ellipsoïde de déformation, forme des zones abritées et filons d'extension.....	42
6) Les fractures d'extension.....	47
B - Le métamorphisme.....	53
C - Commentaires.....	61
D - Conclusions.....	61
III - Les déformations synschisteuses des schistes verts et violets du Permien.....	63
A - L'analyse des micro et des méso-structures.....	63
B - Détermination de la déformation homogène finie.....	65
C - Commentaires.....	69
D - Conclusions.....	69
. CHAPITRE III : LA KLIPPE DU MONT JOVET.....	73
I - Le cadre structural général de la klippe.....	75

Pages

II - La fracturation tardive.....	75
A - Les mégastructures.....	75
1) Les failles sub-méridiennes.....	75
2) Faille du Bois de la Cour.....	77
B - Analyse des stries associées aux failles.....	79
C - Les structures discontinues dans la "Nappe des gypses".....	79
D - Discussion.....	82
E - Conclusion générale.....	83
III - Les déformations pénétratives.....	83
A - Les structures plicatives des évaporites et des cargneules du Mont Jovet.....	83
B - Les déformations synschisteuses.....	84
1) L'analyse des méso et des micro-structures.....	85
a) La première phase.....	85
b) La phase II.....	85
c) La phase III.....	89
d) Type de plissement.....	89
C - Discussion.....	94
D - Age des déformations.....	97
E - Conclusions.....	97
. CHAPITRE IV : SIMULATION DES DEFORMATIONS NATURELLES A L'AIDE DE MODELES ANALOGIQUES.....	99
I - Introduction.....	101
II - Les modèles déformés en régime de cisaillement simple..	101
A - Géométrie initiale des modèles.....	101
B - Méthode expérimentale.....	102
C - Paramètres de la déformation finie.....	104
D - Géométrie des structures de la déformation finie...	109
E - Initiation et développement des plis actifs.....	111
F - Discussion.....	113
G - Conclusion.....	114
III - Les modèles de superposition de pli de flambage (flexure-slip folds).....	115
A - Méthode expérimentale.....	115
B - Discussion.....	115
C - Conclusion.....	115
. CHAPITRE V : DISCUSSION GENERALE.....	119
I - Environnements de dépôts.....	121
II - Les déformations régionales.....	121
III - Chronologie des phases tectoniques.....	123
. CHAPITRE VI : CONCLUSION GENERALE.....	125
I - Aspect méthodologique.....	127
II - Aspect thématique.....	127
III - Aspect régional.....	128
A - La région de Moûtiers.....	128
B - La klippe du Mont Jovet.....	129
. ANNEXE	
- Programme informatique pour la méthode de FRY.....	132
. BIBLIOGRAPHIE.....	135

LISTE DES FIGURES

Pages

Figure 1.1. Schéma orohydrographique général et limites des secteurs étudiés	4
Figure 1.2. Cadre géologique de la zone étudiée	6
Figure 1.3. Conclusions lithostratigraphiques, sédimentogénétiques, paléographiques et géodynamiques de H. SCHOELLER (d'après COLLART, 1973).....	8
Figure 1.4. Carte géologique schématique des environs nord de Moûtiers (Savoie). (d'après Antoine et Barbier, 1978).....	10
Figure 1.5. Panorama du bassin de Moûtiers, pris de la route de Saint-Jean-de-Belleville d'après R. BARBIER).....	11
Figure 1.6. Premières coupes géologiques de la région de Moûtiers	12
Figure 1.7a. Coupe géologique au 250.000e des Alpes de Savoie par le Mont Jovet et la Vanoise septentrionale. (F. ELLENBERGER, 1958)...	14
Figure 1.7b. Coupe géologique synthétique et simplifiée de la Vanoise (J.F. RAOULT 1980)	14
Figure 2.1. Schéma de situation du secteur étudié (Moûtiers).....	20
Figure 2.2a. Coupes géologiques du secteur étudié (Moûtiers).....	22-23
Figure 2.2b. Détail des niveaux 6 de la figure 2.2a.....	24
Figure 2.2c. Coupe de la sortie est de Moûtiers au bord de la R.N. 90..	26
Figure 2.3. La fracturation dans les quartzites et les dolomies du Trias au niveau des carrières de concassage de la sortie est de Moûtiers.	30-31
Figure 2.4. Schéma structural interprétatif de la région de Moûtiers....	34-35
Figure 2.5. Dispositif sédimentaire permettant d'expliquer les successions observables à Grégny.....	35
Figure 2.6. Microstructures observables dans le flysch à blocs de la sortie est de Moûtiers.....	37
Figure 2.7. Pli intrafolial dans un schiste calcaire du flysch de Moûtiers.....	36
Figure 2.8. Fente de tension (linéation subverticale) perpendiculaire à L2 (linéation horizontale dans le flysch de Moûtiers).....	39
Figure 2.9. Pli d'étirement perpendiculaire au L2 dans le flysch de Moûtiers.....	40
Figure 2.10. Une section de pli P2 dans le flysch de Moûtiers montre la variation de classe des plis.	40
Figure 2.11. Carte de positionnement des stéréogrammes cumulatifs de la région de Moûtiers.....	41
Figure 2.12. Distribution des surfaces axiales des plis P2 dans la région de Moûtiers.....	43

Figure 2.13. Diagrammes de contours des microplis dans la région de Moûtiers.....	44
Figure 2.14. Relation entre les différents types de déformation et la forme des zones abritées (d'après CHOUKROUNE, 1971).....	45
Figure 2.15. Géométrie des ouvertures progressives des fractures d'extension. Cas des cristaux syntaxiaux. (RAMSAY, 1984).....	47
Figure 2.16. Tableau synoptique montrant les différents types de filons fibreux ainsi que la structure des zones abritées.....	50
Figure 2.17. Techniques de mesures des longueurs incrémentales et détermination de l'extension incrémentale. (in RAMSAY, 1984)...	52
Figure 2.18. Une section YZ perpendiculaire à l'axe d'un pli P2 du flysch de Moûtiers montre que la direction de cisaillement est à sens horaire.....	54
Figure 2.19. Amphibolite avec texture prophyroblastique dans le cristallin de Hautecour.....	54
Figure 2.20. Schéma évolutif de la formation des plis en fourreau dans les zones de cisaillement intense.....	60
Figure 2.21. Les couches de micas (en noir) dans une lame mince de flysch de Moûtiers, montrent les plis de flambage et le phénomène d'interférence.....	60
Figure 2.22. Plis serrés de phase II bien développés dans les schistes verts et violets affleurant près de Gregay.....	64
Figure 2.23. Figures d'interférence de trois phases de pli dans les schistes verts et violets du Permien (Plan Villard).....	64
Figure 2.24. Projection des éléments structuraux des schistes verts et violets du Permien.....	66
Figure 2.25. En utilisant la méthode de Fry (1978), on peut obtenir la valeur de l'étirement (a) selon la direction YZ = 1, 4 ; (b) selon la direction XZ = 9,2.....	68
Figure 2.26. Représentation des différents états de la déformation finie à l'aide de rapports entre les axes principaux de l'ellipsoïde de déformation (diagramme de Flinn).....	68
Figure 2.27. Section YZ d'un galet ou "nodule" des schistes verts et violets, déformé par un pli P3.....	70
Figure 3.1. Tableau des mesures des tectoglyphes associés aux failles de la région du Mont Jovet.....	76
Figure 3.2. Diagrammes tracés automatiquement pour les fracturations dans les grès Carbonifère (a). dans les autres niveaux de la région du Mont Jovet.....	78
Figure 3.3. Diagramme des mésostructures des gypses situés entre le col de la Petite Forcle et le Roc des Verdons.	80

Figure 3.4. Une interprétation des mésostructures de la figure 3.3.	80
Figure 3.5a. Filon cargneulique recoupant les gypses subhorizontaux de la Grande Rochette.....	81
Figure 3.5b. Filon cargneulique "per ascensum" recoupant les évaporites de la Grande Rochette.....	81
Figure 3.6. Champ de "pics" cargneuliques sur les pentes sud du massif de la Grande Rochette.....	81
Figure 3.7. à 3.10. Evaporites du ruisseau de la Tovière. Détail des microplis.....	84
Figure 3.11. Figure d'interférence entre des plis P1 et P2 dans les schistes lustrés du Mont Jovet (Dou de Moûtiers).....	86
Figure 3.12. Figure d'interférence entre des plis P1, P2, et P3 dans les schistes lustrés du Mont Jovet (Pas de la Brebis).....	86
Figure 3.13. Figure d'interférence entre des plis P1, P2 et P3 dans les schistes lustrés du Mont Jovet (Source captée, près du Chalet des Etroits).....	86
Figure 3.14. Figure de glissement le long du plan axial d'un pli P2.	86
Figure 3.15. Figure d'interférence entre des plis P2 et P3 dans les schistes lustrés du Mont Jovet ; les plis P3 ont une forme ouverte.....	88
Figure 3.16. Figure d'interférence entre des plis P2 et P3.....	88
Figure 3.17. L'affleurement du Chalet des Etroits montre l'interférence des plis P2 et P3.	88
Figure 3.18. Pli P3 en forme de pli "flexure slip".....	88
Figure 3.19. Carte de positionnement des stereogrammes cumulatifs dans la région du Mont Jovet.....	92-93
Figure 3.20a. Sections d'un pli P2 dans les schistes lustrés du Mont Jovet.....	94
Figure 4.1. Géométrie initiale du modèle n° 2.....	102
Figure 4.2. Géométrie de la déformation finie du modèle n° 2.....	102
Figure 4.3a. Coupe longitudinales de modèle n° 2.....	105
Figure 4.3b. Dessin des coupes de la Fig. 4.3a.....	105

LISTE DES PLANCHES

	Pages
Planche II.1. (a). Une section sub-parallèle à un axe de pli P2 (L2), montre une structure en forme "d'yeux" ; (b). Les microstructures dans une lame mince du flysch de Moûtiers, montrent le phénomène de "strain slip" ou "pressure solution" le long des directions de S2 et de S3.....	38
Planche II.2. (a). Section XZ d'un échantillon de flysch de Moûtiers montrant des zones abritées ; (b). Section YZ d'échantillon de flysch de Moûtiers ; elle montre les zones abritées et le clivage de crénulation lié au pli P3 (qui a déformé les zones abritées).....	46
Planche II.3. (a). Zone abritée observable dans un échantillon de flysch calcaire ; le sens de cisaillement est senestre. (section XZ ; pyrite au noyau). (b). Deux zones abritées dans la section XZ d'un échantillon de flysch calcaire avec pyrite (antitaxial, cf. Figure 2.13) et albite (syntaxial) au noyau montrent un sens de cisaillement senestre.....	48
Planche II.4. (a). Echantillon de schiste calcaire qui montre des filons d'extension. (b). Schéma de l'échantillon II.4.a. Les flèches montrent les directions de mouvements.....	55
Planche II.5. (a). Filon d'extension de type composite dans un échantillon de schiste carbonaté du flysch avec calcite au milieu, quartz aux bordures, et fibre "esprit" de mica blanc sur la ligne médiane ; (b). Filon d'extension de type composite dans un échantillon de flysch conglomératique de Moûtiers avec quartz au milieu et calcite aux bordures.....	57
Planche II.6. (a). Trois phases de foliations peuvent être observées dans une lame mince de schiste vert et violet ; (b). Un point de réduction (?) dans les schistes verts et violets....	62
Planche II.7. (a). Section YZ de schiste vert et violet du Permien qui montre que l'étirement du galet selon la direction Y est de l'ordre de 1,5 ; (b). Section XZ de schiste vert et violet du Permien qui montre que l'étirement du galet selon la direction X vaut presque 10.....	67
Planche III.I. (a). Microstructures dans une lame mince de Schistes lustrés du Mont Jovet. (Dou du Sommet). (b). Agrandissement du secteur A de la photo (a). On voit le phénomène de "pressure solution" le long de la direction de S2 (schistosité axiale de pli P2) ; (c). Agrandissement du secteur B de la photo (a). On voit le phénomène de recristallisation le long de la direction de S1 (schistosité ancienne déformée par S2).....	87

Planche III.2. Six coupes sérieées d'un échantillon de Schistes lustrés du Mont Jovet. Observer la forme des plis en fourreau de la photo (a) jusqu'à la photo (f). Deux plis (photo a) sont visibles qui se "condensent" en une structure en forme d'yeux (photo b, c, d, e) et ensuite "disparaissent".....	90
Planche III.3. (a). Section X-Z d'un pli P2 dans les Schistes lustrés du Mont Jovet. Elle montre la variation de type de plis (cf. Fig. 3.20) ; (b). Section X-Y du même échantillon (section perpendiculaire au L2). Elle montre une figure d'interférence de type 3.....	91
Planche III.4. (a). Microstructures dans une lame mince de Schistes lustrés du Mont Jovet. (Dou du Sommet). Phénomène de "strain slip" ou "pressure solution" le long des directions S2 et S3 ; (b). La section (b) dans la planche III.2. montre les glissements ou les cisaillements subparallèles au plan axial du pli en fourreau.....	95
Planche III.5. (a). Lame mince de microstructures des Schistes lustrés du Mont Jovet. Elle montre un pli de type "flexure slip" et la structure en "saddle reef". (cf. pl. IV.5) ; (b). Dessin des structures de la lame mince. (S) : "saddle reef"	98
Planche IV.1. Détail de la couche a.....	106
Détail de la couche 5.....	106
Planche IV.2. Détail de la couche 4.....	107
Détail de la couche 3.....	107
Planche IV.3. Détail des couches incompetentes.....	108
Détail des couches 3, 2 et 1.....	108
Planche IV.4. Deux séries de coupes montrant la forme des plis en fourreau.....	110
Planche IV.5. (a). Figure d'interférence de 4 phases de plis de flambage. Elle montre la structure de type "saddle reef". (cf. Lu, 1982). (b). Figure d'interférence de 5 phases de plis de flambage.....	116
Planche IV.6. (a). Figure d'interférence de 4 phases de plis de flambage (Lu, 1982). (b). Figure d'interférence de 4 phases de plis de flambage.....	117

LISTE DES TABLEAUX

	Pages
<u>TABLEAU A</u> : Tableau synoptique des déformations des terrains du Flysch de Tarentaise de la région de Moûtiers.....	58-59
<u>TABLEAU B</u> : Tableau synoptique des déformations des pélites vertes et violettes du Permien de la région de Moûtiers.....	71
<u>TABLEAU C</u> : Tableau synoptique des déformations synschisteuses des schistes lustrés du Mont Jovet.....	96
<u>TABLEAU D</u> : Géométrie de la déformation finie pour les couches du groupe 1 (modèle n° 2).....	104
<u>TABLEAU E</u> : Chronologie de l'évolution tectonique des Alpes franco-italiennes selon différents auteurs.....	123

Cartes géologiques hors texte

- n° 1 - Carte géologique de la région de Moûtiers (Savoie) à 1/25.000 ;
n° 2 - Carte géologique du Mont Jovet à 1/25.000.

RESUME

Mots-clés : - Géologie structurale ; déformations polyphasées ; séries épimétamorphiques ; zone des Brèches de Tarentaise ; klippe des Schistes lustrés du Mont Jovet ; Moûtiers ; Alpes de Savoie ; France.

- Failles ; interférences de plis - fractures d'extension ; zones abritées ; points de réduction ; ellipsoïde de déformation - modèles analogiques ; cisaillement simple ; déformation progressive.

Ce travail intéresse la zone des Brèches de Tarentaise, ainsi que la klippe des Schistes lustrés du Mont Jovet, dans la région de Moûtiers (Alpes occidentales françaises du Nord). Il repose sur l'utilisation simultanée de trois méthodes d'étude : l'analyse géométrique des structures, l'analyse quantitative de la déformation et la modélisation expérimentale.

1°/- L'analyse géométrique des structures.

. A l'échelle de la carte géologique à 1/25.000, on montre que :

- d'une part la zone des Brèches de Tarentaise, dans la région de Moûtiers, appartient à un couloir de fracturation, tardif par rapport aux structures plicatives générales polyphasées. Ainsi le découpage paléogéographique ne peut en aucun cas être superposable au compartimentage tectonique actuel ;

- d'autre part, la klippe des schistes lustrés du Mont Jovet, ainsi que son coussinet gypseux de base, sont conservés à l'intérieur d'une zone effondrée, orientée sensiblement N-NE - S-SW et faite de plusieurs blocs juxtaposés.

. A l'échelle des méso et des micro-structures :

- l'analyse des stries (par la méthode des dièdres droits) essentiellement développées sur les failles des niveaux gréseux du Carbonifère de la zone houillère briançonnaise, autochtone relatif de la klippe du Jovet, révèle des diagrammes en raccourcissement par décrochement. La direction de contraction s'avère sub-horizontale et proche de N 120° Est. On notera que le sens de mouvement des failles de la région de Moûtiers est compatible avec cette direction ;

- l'analyse des figures d'interférence de plis, dans les deux régions, met en évidence trois phases de plissements synschisteux et le ca-

ractère progressif de la déformation en régime de cisaillement, de la phase (2) à la phase (3). Des plis en fourreau peuvent s'individualiser au cours de la phase (2).

2°/- L'analyse quantitative de la déformation.

. Dans le flysch de la zone des Brèches de Tarentaise de la région de Moûtiers, l'étude de la croissance des fibres développées dans les fractures d'extension pendant ou juste après la déformation synschisteuse (2 et 3), indique un taux d'extension variant entre 40 et 45% selon la direction N 30°.

. Dans les schistes verts et violets du Permien de la même zone, l'ellipsoïde de déformation correspondant à la phase (2), est allongé en forme de cigare selon la direction XZ, parallèlement aux axes de plis P2, et la déformation est de type constrictif. Par la méthode de Fry on obtient les rapports suivants, pour cet ellipsoïde : $X/Z = 9,8$ et $Y/Z = 1,5$.

3°/- La modélisation analogique.

. Les essais réalisés en régime de cisaillement simple global, et en régime de cisaillement pur, confirment les processus de la déformation progressive et la formation des plis actifs.

ABSTRACT

CONTRIBUTION TO THE STUDY OF THE DEFORMATION OF THE TETHYSIAN PALEOMARGIN IN THE WESTERN ALPS.

Tectonic and microtectonic analysis in the "Breches de Tarentaise" zone (Moûtiers area) and in the schistes lustres of Mont Jovet klippe. Savoie, France.

Keywords : - structural geology ; polyphased deformations ; epimetamorphic series ; "Breches de Tarentaise" zone ; Mont Jovet "schistes lustres" klippe; Moûtiers ; Alps of Savoie ; France.

- Fault ; fold ; vein arrays ; pressure shadows ; reduction points ; deformation ellipsoïde; analogic models ; simple shear ; progressive deformation.

This study concern the structures and the deformation of the "Breches de Tarentaise" zone and the Mont Jovet "schistes lustres" klippe, in the Moûtiers area (Northern part of French Alps). Three methods of study are need : geometric analysis, quantitative analysis and modelization.

1° Geometric analysis

. Shown in geologic map at the scale of 1/25.000 :

- The Breches de Tarentaise zone, in the Moûtiers region belongs to a passage of fracturation which was generated after the polyphase folding so that it is very difficult to superpose the paleogeographic framework on the actual tectonic comportement.

- The Mont Jovet klippe and its basal gypsum cushion are conserved in the interior of a collapsing zone, oriented sensitive NNE-SSW and formed with many juxtaposed blocks.

. At meso and micro-structure scale :

- The analysis of striation (by the "diedres droits" Method Angelier, 1977) essentially developed on the fault planes of the carboniferous sandy layers in the houillere briançonnaise zone relative autochthonous to the Mont Jovet klippe, shows in the diagrams that σ_1 is around N 120°E. We notice that sens of movement of faults in the Moûtiers region is compatible with this direction.

- Based on the principle of superposition of folding phases, three synschistose foldings are found. Field evidences support the characteristics of progressive deformation in the shear zone for the phase 2 and phase 3. The sheath folds were developed during the phase II deformation.

2° Quantitative analysis.

In the flysch of "Breches de Tarentaise" zone in the Moûtiers re-

gion, the analysis of fibrous vein arrays which developed during or just after the synschistose deformation (II and III), indicate an extension rate varies close to 40 and 45 % in the direction of N 30°E.

In the permien "verts et violets" schist of the same zone, the deformation ellipsoide, of the phase II, is ellongated like a cigar parallel to the P2 axes. The ratios of axes know from mesuring are $X/Z = 9,8$ and $Y/Z = 1,5$.

3° The analogic modelization.

The models made under the condition of bulk simple shear and bulk pure shear confirm the progressive deformation processes and the formation of active folds.

西部阿爾卑斯山地區古地中海 邊緣之變形作用

法國薩瓦省木提野地區達洪得斯角礫岩帶
及致微山地區亮片岩中之構造及微構造分析

摘要

本文研究法國阿爾卑斯山北部木提野地區達洪得斯角礫岩帶及致微山地區亮片岩之構造及變形作用。主要之研究方法有三：幾何分析，定量分析及模型分析。

1. 構造的幾何分析：

· 顯示於二萬五千分之一之地質圖上：

— 木提野地區的達洪得斯角礫岩帶位於一斷層帶中，這些斷層發生於多次褶皺作用之後。因此本區之古地理分布極不易與現在之構造配合。

— 致微山地區之亮片岩飛來峯及其底部的石膏層均被均被北北西—南南東方向之斷層切割造成許多地塊並列保存於一下陷中之地塹中。

· 顯示於中型至小型構造上：

— 由布希屬松內帶石炭紀砂岩層中斷層條紋之分析顯示其方向為 N120°E，木提野地區斷層之分析結果亦與此附合。

— 由褶皺之疊置原理推斷此二地區均有三次產生片理的褶皺。野外證據顯示第二次褶皺至第三次褶皺為在剪裂帶中經連續變形的產物。第二次變形常造成鞘形褶皺。

2. 構造之定量分析

— 由木提野地區達洪得斯角礫岩帶複理層中之張裂縫分析此地區在第二期至第三期變形以後在 N30°E 方向之伸張量為 40 至 45%。

— 由木提野地區二疊紀片岩中之還原炭及碳酸鹽結核之分析顯示本區之應變橢圓之三軸比為：

$$\frac{X}{Z} = 9.8, \frac{Y}{Z} = 1.5.$$

3. 模型分析

— 由在總體簡單剪裂及純剪裂情況下所作的褶皺模型分析支持連續變形及主動褶皺之發生過程。

AVANT-PROPOS

Au terme de cette étude, je voudrais adresser mes sincères remerciements à toutes les personnes qui m'ont aidé et encouragé au cours de mon travail ainsi qu'aux membres du jury qui ont accepté de le juger.

Ma première pensée va à Madame Chiming WANG-LEE, professeur à l'Université Nationale de Taïwan. La confiance et l'appui indéfectible qu'elle m'a toujours accordés m'ont permis de me rendre en France afin de poursuivre cette étude.

Je remercie infiniment Monsieur le Professeur Chun-Sun HO, qui m'a permis de continuer mes études en France.

Ma reconnaissance s'adresse maintenant à Monsieur le Professeur René BLANCHET de l'Université de Bretagne Occidentale qui a eu la bienveillance de m'accepter dans son laboratoire. Il m'a fait bénéficier d'un financement de la part du G.I.S. Océanologie et Géodynamique et m'a offert l'opportunité fort intéressante de réaliser mes études de terrain dans la région alpine. Je suis très honoré de l'avoir comme président de la commission d'examen.

Monsieur le Professeur Jean-Paul RAMPNOUX, de l'Université de Savoie m'a reçu dans son laboratoire de Géologie à Chambéry. Il a suivi régulièrement mon travail, je le remercie de bien vouloir jouer le rôle de rapporteur.

Monsieur Marc TARDY, Professeur à l'Université de Savoie, m'a apporté son aide tant sur le terrain qu'au laboratoire par ses conseils et ses encouragements, j'apprécie l'honneur qu'il me fait de participer à ce jury.

Je garderai ma reconnaissance la plus profonde pour Monsieur Serge FUDRAL, Maître-Assistant à l'Université de Savoie. Tout au long de cette thèse, il m'a apporté une aide aussi bien scientifique que matérielle ; il m'a fait profiter de sa connaissance approfondie de la géologie alpine autant que de la nourriture française pendant les semaines que j'ai passées avec lui sur le terrain (quelques fois avec sa caravane). Il n'a jamais hésité pour m'aider sur les problèmes que j'ai rencontrés dans la vie quotidienne ; je le remercie aussi pour l'énorme patience qu'il a eu en corrigeant mon manuscrit.

Monsieur Yves LAGABRIELLE, de l'Université de Bretagne occidentale, m'a beaucoup aidé lorsque j'étais à Brest, je le remercie aussi de bien vouloir juger cette étude.

Je suis reconnaissant à Monsieur J.P. GRATIER de l'Université de Grenoble d'avoir accepté de juger cette étude.

J'exprime en outre toute ma reconnaissance aux membres du laboratoire de Géologie de l'Université de Rennes, en particulier à :

- Monsieur le Professeur Bor-Ming JAHN. Il m'a présenté aux membres du Laboratoire de Géologie de l'Université de Rennes.

- Monsieur le Professeur Peter COBBOLD, qui m'a permis d'utiliser ses instruments et m'a donné des conseils sur la modélisation des plissements.

- Monsieur le Professeur Jean-Pierre BRUN, qui m'a aidé pour la réalisation des modèles et m'a donné beaucoup de conseils au cours de discussions.

- Messieurs O. MERLE, L. HARRIS et les étudiants de 3ème cycle qui m'ont aidé pour la réalisation de modèles.

Parmi les membres de l'Université de Savoie, je tiens particulièrement à remercier :

- Madame Simone GINET, qui a réalisé la frappe de cet ouvrage avec efficacité et intelligence avant de partir en vacances.

- Madame Françoise MOUGIN, qui a apporté son aide aux recherches bibliographiques.

- Monsieur André PAILLET, qui a su m'aider en toutes circonstances. Il m'a accueilli chaleureusement ; il a confectionné toutes les lames minces ; il a participé à la finition de nombreux dessins et photographies ; il m'a corrigé chaque fois par ses conseils techniques. De plus, au moment de finir ce travail, il m'a hébergé chez lui pendant plusieurs mois, je lui adresse ici ma sincère amitié.

Je remercie aussi les étudiants de troisième 3ème de Chambéry pour leur aide et leurs encouragements : Roger MARION, Arnaud SERRE, Anne TOURY, Sumarso PRIYOMARSONO, Noer Aziz MAGETSARI, Victor PEREZ-POSTIGO et sans oublier Jorge H. OLIVARES-MARTELL.

Enfin j'exprime ma reconnaissance aux personnes qui travaillent dans le refuge du Mont Jovet et qui m'ont offert leur hospitalité.

CHAPITRE I

INTRODUCTION GENERALE

I. INTRODUCTION.

Le travail présenté ici a pour objet l'étude des structures et de la déformation associée à ces structures dans des domaines épimétamorphiques à déformations polyphasées. Il s'agit de domaines caractérisés par plusieurs schistosités pénétratives et composés, pour l'essentiel, de niveaux d'origine sédimentaire dont la plupart ont un comportement ductile.

Dans le but d'établir les parts respectives des tectoniques alpine et plus anciennes, des différentes unités, une étude structurale détaillée ainsi qu'une analyse de la déformation totale et incrémentale a été entreprise, approche qui jusqu'à présent était restée fragmentaire.

DEMARCHE SUIVIE ET RESULTATS PRINCIPAUX.

L'étude structurale et l'analyse de la déformation font l'objet de la première partie de ce travail.

Deux régions ont été étudiées et dans chacune d'entre elles deux formations géologiques ont été choisies pour l'analyse de la déformation. Il s'agit :

1°/- de la région de Moûtiers, dans laquelle ont été examinées, à l'intérieur de la zone des Brèches de Trarentaise :

A- Le flysch, d'âge incertain (Crétacé supérieur à Nummulitique).

B- Les schistes verts et violets attribués au Permien.

2°/- La région du Mont Jovet. Ont fait l'objet d'une recherche particulière :

A- Les "Schistes lustrés" de la klippe du Mont Jovet.

B- Les gypses et les cargneules qui en constituent le coussinet de base.

Les résultats obtenus montrent que :

a- Les plissements du flysch et des schistes lustrés sont synschisteux, synmétamorphes, et d'âge alpin.

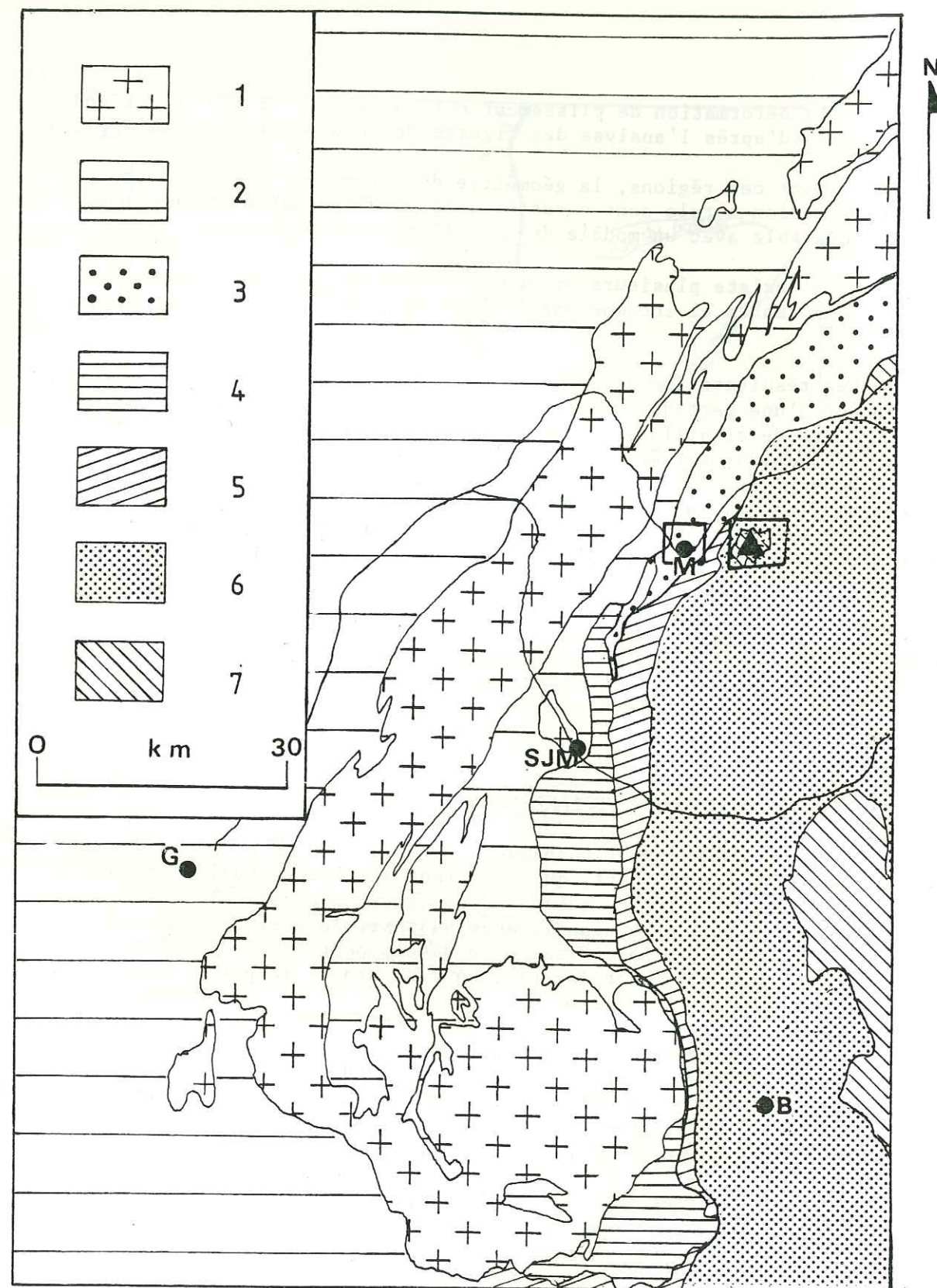


Figure 1.2 : Cadre géologique de la zone étudiée.

Légende : 1. Massifs cristallins externes ; 2. Couverture delphino-helvétique et ultrahelvétique ; 3. "Zone Valaisane" ou Zone des Brèches de Tarentaise ; 4. Flyschs des Aiguilles d'Arves ; 5. Zone subbriançonnaise ; 6. Zone briançonnaise ; 7. Zone piémontaise (Schistes Lustrés). G. Grenoble ; B. Briançon ; M. Moûtiers ; SJM. Saint Jean de Maurienne ; ▲. Mont Jovet ; □ secteur étudié.

III. CADRE GEOLOGIQUE GENERAL.

D'Ouest en Est, la région de Moûtiers recoupe les zones internes alpines suivantes : la zone des Brèches de Tarentaise (R. Barbier, 1948) nommée plus récemment zone valaisane (P. Antoine, 1971) ; la zone subbriançonnaise ; la zone briançonnaise et, enfin la klippe du Mont Jovet d'appartenance piémontaise (cf. carte géologique de la France à 1/250.000, feuille Annecy). A l'intérieur de cet ensemble deux secteurs particuliers ont été retenus pour cette étude (figure 1.2) :

- la zone des Brèches de Tarentaise dans la région de Moûtiers ; *ou zone valaisane*
- la belle entité morphostructurale que constitue la klippe des Schistes lustrés du Mont Jovet. Cette dernière repose, par l'intermédiaire d'un coussinet gypseux, sur le matériel de la zone houillère briançonnaise.

IV. HISTORIQUE DES RECHERCHES.

Un faible nombre d'auteurs a participé à l'évolution des connaissances géologiques de cette région.

IV.1. Les environs de Moûtiers.

Les alentours immédiats de Moûtiers sont d'abord étudiés par E. Roch. Il publie en 1926 les premières coupes et la première carte géologique du secteur (figure 1.6a). Mais c'est en fait à H. Schoeller (1929) que l'on doit le premier essai synthétique sur la zone des Brèches de Tarentaise au Nord de Moûtiers. Ses levés cartographiques minutieux (carte géologique de la France au 1/50.000 Feuille Bourg-Saint-Maurice, 1930) font de lui le véritable géologue précurseur dans cette région. Pour la première fois sont décrits, niveau par niveau, les formations mésozoïques. Apparaissent ainsi les premières conclusions sédimentologiques, paléogéographiques et géodynamiques (figure 1.3 d'après J. Collart, 1973). Très schématiquement, H. Schoeller décrit un bassin de flysch, s'installant au Tertiaire, en transgression et discordance sur différents niveaux d'une série s'étalant du Carbonifère au Dogger. Après lui, et au Sud de Moûtiers, R. Barbier (1948, 1951 et 1952) effectue la même étude (figure 1.6b). Et c'est avec la carte de P. Antoine et C. Kerckhove en 1966 (carte géologique de la France à 1/80.000, feuille Albertville) qu'est réalisée la synthèse de ces travaux. Avec sa thèse en 1971, concernant la zone des Brèches de Tarentaise depuis Bourg-Saint-Maurice en France jusqu'à la frontière italo-suisse, P. Antoine précise l'évolution du bassin de flysch défini par H. Schoeller. Ce flysch, attribué alors au Crétacé supérieur et/ou au Paléocène, sur la base de rares globotruncanidés (P. Antoine, 1971 ; S. FUDRAL, 1973), devient le Flysch de Tarentaise. Et la comparaison de ce flysch avec celui décrit en Valais (Suisse) par R. Trumphy (1951, 1955, 1957) amène P. Antoine à rebaptiser la Zone des Brèches de Tarentaise en Zone Valaisane.

Une synthèse structurale est ensuite tentée entre cette zone et celle du Flysch des Aiguilles d'Arves (P. Antoine, R. Barbier et al., 1978 ; P. Antoine et R. Barbier, 1978. 2 notes ; P. Antoine, R. Barbier et al.,

Age	Facès	épaisseur en mètres	Variation latérale	Conditions de dépôts	Géodynamique
Tertiaire pour H. SCHOELLER (en fait Crétacé)	Alternance calcaire gréseux Calcaires noirs et schistes (Flysch SS)	2000		saccadée géosynclinale	Effacement de la ride
	Grès grossiers et équivalent latéral de conglomérats	40 à 150	Conglomérat à roches cristallines	glyptogénèse rapide lithologie grossière	pour H. SCHOELLER : transgression du Priabonien (en fait Crétacé)
	Schistes noirs quartzites verts			mer peu profonde faible glyptogénèse	régression
Dogger	Conglomérats de base du Flysch cal. et dolo. Trias	50 à 250		ultra détritique violente, érosion progressive de la cordillère, de plus en plus de roches cristallines vers le sommet	rajeunissement de la ride transgression émergence et démolition
	Alternance schistes et calcaires et grès calcaires en plaquettes	40/150	(1) calcschistes et congl. à éléments énormes (Gd Fond) dolomies bréchiques, alternances schistes noirs - dolomies (couches de Villette)	assez profond	paroxysme géantoclinal tectonique anténummulitique
	Calcaire gris et blanc cristallin spatique à silex type Etroits du Saix	20 à 200	(1) brèches à tout élément sauf cristallin (Gd-Fond) (2) marbre de Villette : accidents bréchoïdes, richesse organique	ride agitée	
Lias supérieur	Calcaire noir et gris à bivalves	n10		néritique zoogène	ride géantoclinal
Rhétien	Calcaires lumachelliques et schistes noirs	10		néritique zoogène	
Trias	Cargneules dolomies et schistes luisants	?		lagunaire	
	Calcaire, dolomies, gypses, cargneules	150 à 200	Schistes bariolés de la bordure externe	marin	ride sur la bordure externe
	Couches de passage	10			
Permien	Quartzites	200		subaquatiques	
	Schistes verts et violets				
Carbonifère	Schistes noirs et gris et grès gris				

Fig. 1.3 : Conclusions lithostratigraphiques, sédimentogénétiques, paléogéographiques et géodynamiques de H. Schoeller (d'après Collart, 1973).

1980). De ces travaux, naissent des conceptions nouvelles sur la structure de la région de Moûtiers (figure 1.4). Dans cette dernière, la zone des Brèches de Tarentaise est subdivisée en cinq unités tectoniques différentes nommées, d'Ouest en Est, successivement, Zone du Quermoz, Zone de Hauteecour, Zone des Etroits du Siaix, Zone de Villette et Unité de Salins. Séparées les unes des autres par des contacts anormaux soulignés par des évaporites et/ou des cargneules ces cinq unités sont également différenciées par des caractères stratigraphiques spécifiques. Trois recoupent le terrain étudié : la Zone du Quermoz, la Zone de Hauteecour et l'Unité de Salins (cf. figure 1.5). P. Antoine et R. Barbier (1978) les définissent ainsi :

A. LA ZONE DU QUERMOZ.

1°/- Stratigraphie :

Cette zone chevauche, à l'Ouest, la zone dauphinoise qu'elle domine en une haute cuesta.

A la base, on retrouve, très laminés, des lambeaux et des écaillés de terrains divers, parmi lesquels :

- les schistes bariolés du Permien, prolongement sud de ceux de la Bagnaz (P. Antoine, R. Barbier et J. Collart, 1972) ;
- des écaillés de calcaires blancs marmoréens du Lias, parfois accompagnés de schistes avec quelques brèches (ces écaillés peuvent, dans certains cas, être quelque peu externes par rapport à la série du Quermoz proprement dite) ;
- la grande série du Quermoz avec ses alternances très caractéristiques de schistes noirs rappelant souvent ceux du Jurassique dauphinois, alternant avec des bancs ou lentilles de brèches à éléments dolomitiques et calcaires, également très caractéristiques ; ces brèches ont le plus généralement des éléments de taille moyenne, bien que localement plus gros, avec prédominance de dolomies triasiques variées bien que quelques très rares galets siliceux, voire cristallins, puissent apparaître localement ;
- sur cette série vient une formation détritique avec des éléments divers, mais qui est surtout caractérisée par l'abondance de niveaux de microbrèches à altération jaunâtre dont le caractère discordant ne peut être exclu *a priori* ;
- enfin, cette unité se termine par une deuxième série détritique commençant, à la base, par un "conglomérat polygénique" à éléments bien roulés, renfermant en abondance des éléments siliceux triasiques et antétriasiques (Cristallin et quartzites) parfois assez gros ; ce conglomérat est surmonté par une épaisse série litée, calcaréo-détritique, le plus souvent à allure de flysch assez caractéristique, dont il n'a pas été encore possible de démontrer qu'elle lui soit liée stratigraphiquement de façon certaine.

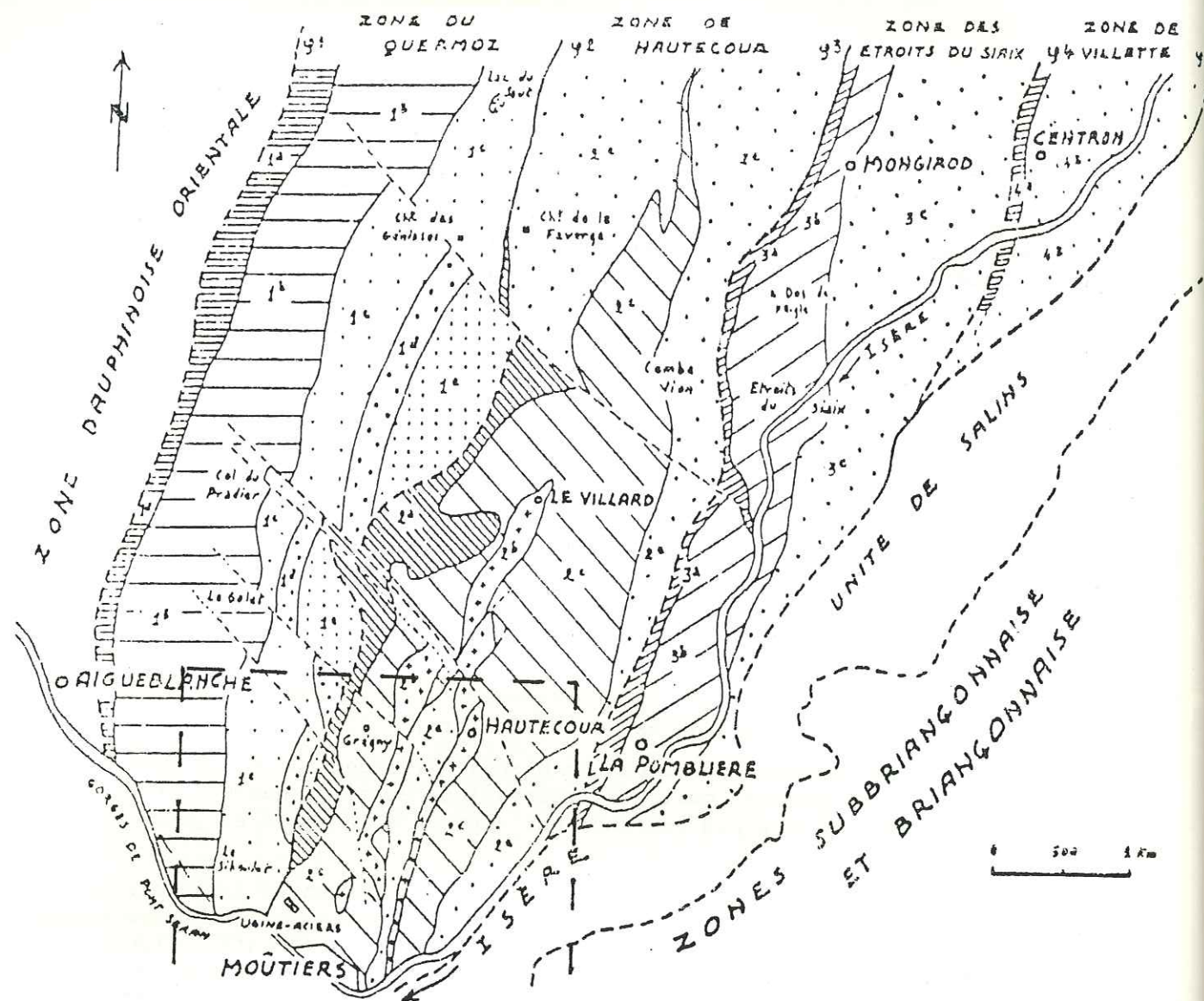


Fig. 1.4 : Carte géologique schématique des environs nord de Moûtiers (Savoie) (d'après Antoine et Barbier, 1978).

Comprise entre la zone dauphinoise orientale, à l'Ouest, et les zones briançonnaise et subbriançonnaise à l'Est, la zone des Brèches de Tarentaise a dû être subdivisée, dans cette région, en 5 unités différentes ($\phi 1$ à $\phi 5$, contacts tectoniques à la base de ces unités).

1. Zone du Quermoz. 1a. écaillles de base (surtout permienes) ; 1b. série bréchique du Quermoz (Jurassique) ; la série détritque supérieure comprend 3 termes : 1c. série à microbrèches ; 1d. conglomérats polygéniques ; 1e. série à faciès flysch.
2. Zone de Hautecour. 2a. gypses et cargneules de base (contact tectonique) ; 2b. écaillles cristallines ; 2c. leur couverture allant de Houiller au Lias ; 2d. série détritque supérieure crétacée.
3. Zone des Etroits du Siaix. 3a. gypses et cargneules de base (contact tectonique) ; 3b. série jurassique ; 3c. série détritque supérieure, crétacée.
4. Zone de Villette. 4a. gypses et cargneules de base (contact tectonique) ; 4b. série détritque supérieure, crétacée.
5. A l'Est, l'Unité de Salins, comportant surtout du Houiller, n'a pas été subdivisée ici.

- les tirets épais limitent le secteur étudié.

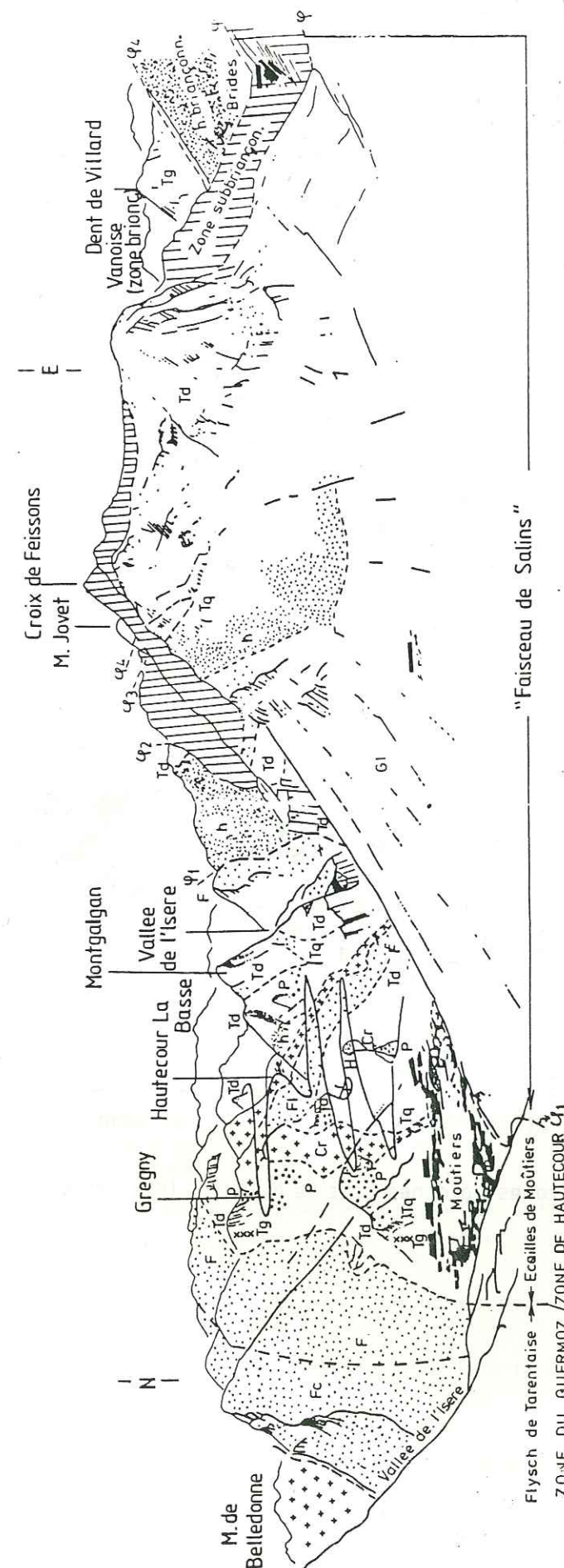
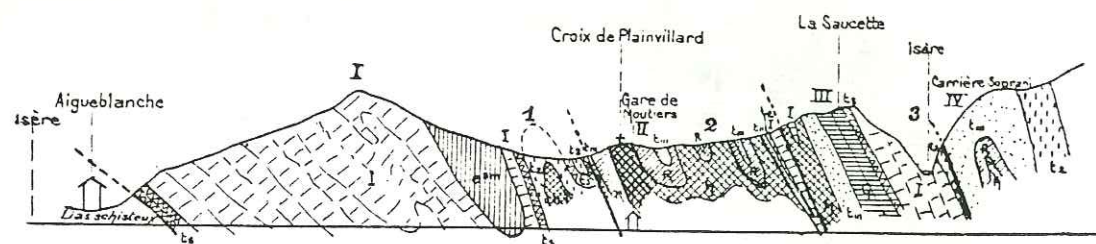


Figure 1.5 : Panorama du bassin de Moûtiers pris de la route de Saint-Jean-de-Belleville (d'après R. Barbier, 1979).
Guide géologique régional - Alpes - Masson Editeurs, 1979).

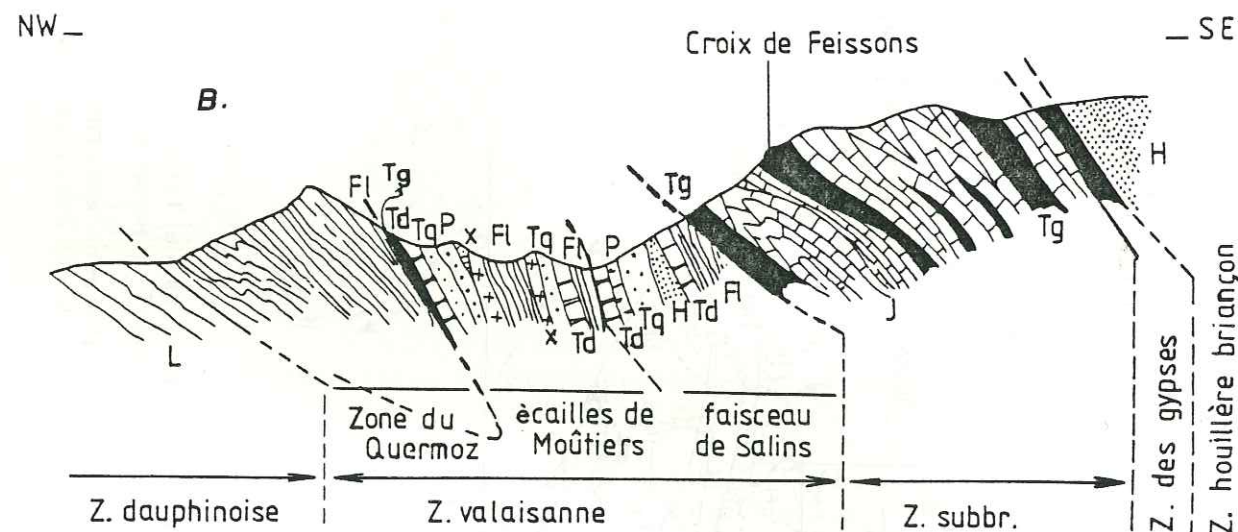
Au-dessus de $\phi 1$: Unité de Moûtiers (zone valaisane externe) ; de $\phi 1$ à $\phi 2$: Unité de Salins (zone valaisane interne) ; de $\phi 2$ à $\phi 3$: Zone subbriançonnaise ; de $\phi 3$ à $\phi 4$: Zone houillère briançonnaise. Au-dessus de $\phi 4$: Mésozoïque briançonnais et/ou Schistes lustrés.



Légende

	e ^m Brèche éogène		ts ^g Gypse
	I Lias		t ₂ Calcaire du Trias
	ts Trias supérieur		t _m Quartzites
			R Permien
			h Houiller
			xy Schistes cristallins

A.



Coupe du front des zones internes près de Moûtiers (d'après R. BARBIER).

2°/- Interprétation et âge de ces séries :

Pour la base, il n'y a pas de difficultés car tous les niveaux ont déjà été datés plus au Nord (Schistes de Bagnaz permien, calcaires cristallins du Lias inférieur, série jurassique du Quermoz). Pour les deux séries détritiques supérieures les deux auteurs proposent, à titre d'hypothèse que l'une, la série des microbrèches, soit d'âge crétacé et que l'autre, celle des conglomérats polygéniques, soit tertiaire.

B. LA ZONE DE HAUTECOUR.

1°/- Stratigraphie :

Elle possède une caractéristique assez exceptionnelle puisqu'elle comporte un noyau cristallin.

Les levés détaillés effectués par R. Barbier montrent là une structure fort complexe, dont seule la partie la plus méridionale avait été abordée antérieurement (R. Barbier, 1948 et 1952) ; structure caractérisée par deux écaillles principales de cristallin encadrées de longues lames de terrains très divers que nous rappellerons brièvement (de bas en haut) :

- Cristallin (R. Michel, 1957) ;
- Houiller, sous son faciès habituel de grès micacés et de schistes noirs ;
- Permien formant plusieurs grandes lames redressées de schistes violacés caractéristiques ;
- Trias, avec ses trois termes principaux habituels : quartzites, calcaires plus ou moins dolomitiques, schistes bariolés et dolomies beiges souvent accompagnés de gypses (R. Barbier, 1952) ;
- Lias inférieur représenté par les calcaires marmoréens blancs habituels en Tarentaise ; ce Lias repose, très souvent non pas sur le Trias supérieur, mais directement sur le Trias moyen et semble même reposer directement sur le cristallin. Cette zone paraît donc avoir été l'objet de mouvements et d'érosions dès cette période ; ajoutons que, dans ce massif de Hautecour, aucune couche jurassique plus élevée n'a pu être mise en évidence comme par exemple le Lias supérieur schisteux ou la série du Quermoz caractérisant les zones voisines ;
- la coupe stratigraphique de cette zone se termine par une série détritique qui présente des analogies certaines avec les séries crétacées valaisannes :

a- conglomérats de base assez peu épais et directement transgressifs sur le cristallin (Gregny) ;

b- schistes noirs à blancs quartziteux analogues aux couches des Marmontains (usine Ugine-aciers, flanc ouest du Montgalgan d'aval) ;

c- calcschistes et schistes à aspect de flysch.

Figure 1.6 : Premières coupes géologiques de la région de Moûtiers.

A. tirée de E. Roch, 1926 (Planche I, hors-texte).

B. tirée de R. Barbier, 1948 (Planche IV, hors-texte).

NW

SE

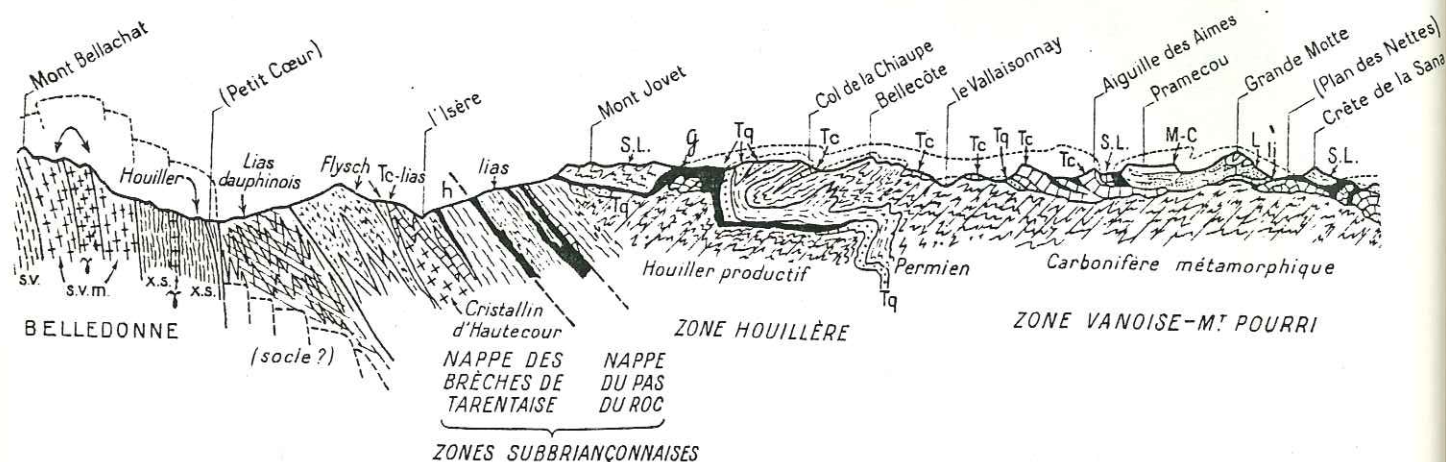


Figure 1.7a Coupe géologique au 250,000e des Alpes de Savoie par le Mont Jovet et la Vanoise septentrionale. (Partie occidentale de la coupe de F. Ellenberger, 1958).

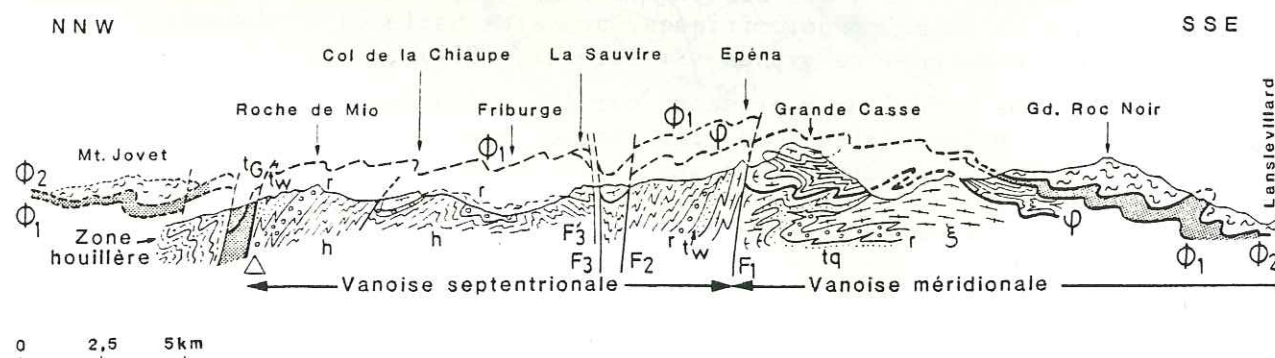


Figure 1.7b Coupe géologique synthétique et simplifiée de la Vanoise (Tirée de J.F. Raoult 1980).

2°/- Interprétation et âge des séries :

Contrairement à la zone précédente, il n'y a aucune difficulté pour l'attribution chronologique de tous les termes de cette série stratigraphique dont les faciès sont tous bien connus et caractéristiques.

Il en est de même aussi pour la série détritique supérieure où le niveau inférieur n'est pas toujours aussi typique que dans les zones plus internes mais où les bancs ou dalles de quartzites sombres, à grains très fins, sont néanmoins très caractéristiques. Il n'y a donc pas doute que par analogie de faciès avec les zones plus internes, il s'agit bien ici de la série crétacée valaisane.

A partir de cette étude, P. Antoine et R. Barbier séparent nettement Zone du Quermoz et Zone de Hauteclour auxquelles ils attribuent un comportement paléogéographique totalement différent.

C. L'UNITE DE SALINS.

Définie par R. Barbier (1948) sous le nom de "Faisceau de Salins", elle présente essentiellement des terrains antérieurs au flysch (Carbonifère, Trias inférieur et moyen). A côté de ces études lithostratigraphiques assez détaillées, de rares coupes géologiques ont été publiées sur ce secteur. On comparera, sur la figure 1.6, deux coupes essentielles proposées pour la région de Moûtiers.

IV.2. La région du Mont Jovet.

En ce qui concerne la région du Mont Jovet, c'est à P. Termier et W. Kilian (1920), après M. Bertrand (1894) que l'on doit les premières descriptions de la structure du secteur (mise en évidence de la klippe des Schistes lustrés) ainsi que de la lithostratigraphie des roches qui le composent (calcschistes, calcaires et calcaires siliceux, attribués au Lias par comparaison avec certains calcschistes datés du Lias dans la zone piémontaise). F. Ellenberger (1958) reprend l'examen du matériel de la klippe (Schistes lustrés et "Roches vertes"), discute l'âge des niveaux sédimentaires (Lias ou Crétacé) et propose la première coupe structurale du secteur (fig. 1.7a). J.F. Raoult (1980) dans sa nouvelle interprétation de la Vanoise modifie quelque peu cette coupe (fig. 1.7b). Les Schistes lustrés du Mont Jovet, déformés, reposent par l'intermédiaire d'un épais niveau d'évaporites sur les assises essentiellement carbonifères de la zone houillère briançonnaise. On notera également, sur cette coupe, que c'est une faille qui sépare la zone houillère de la Zone Vanoise - Mont Pourri. Il reprend ainsi les idées plus générales concernant l'évolution du domaine briançonnais, développées par J. Goguel (1963) et L.F. Ricou (1980).

Au terme de cet historique, il apparaît qu'une étude structurale détaillée et, tout particulièrement microstructurale, restait à faire dans ces secteurs.

CHAPITRE II
ETUDES STRUCTURALES ET MICROSTRUCTURALES
DANS LA REGION DE MOUTIERS

I. LE CADRE STRUCTURAL DE LA REGION DE MOUTIERS.

La zone des Brèches de Tarentaise (R. Barbier, 1948), nommée plus récemment zone valaisane (P. Antoine, 1971 ; R. Barbier et J. Debelmas, 1966), forme une étroite bande de terrains, depuis la région de Moûtiers en France jusqu'à Brig en Suisse. Les publications les plus récentes la présentent structuralement comme chevauchante vers l'Ouest sur les zones delphinno-helvétique et ultra-helvétique et chevauchée à son tour, à l'Est, par des écailles subbriançonnaises au Sud de Moûtiers, ou par la zone houillère briançonnaise au Nord de cette ville. Du point de vue stratigraphique elle comporte une puissante série détritique calcaire (ou Flysch de Tarentaise), d'âge crétacé supérieur à nummulitique qui vient reposer en discordance sur tous les termes antérieurs plissés et écaillés (carte géologique de la France à 1/250.000, feuille Annecy et à 1/1.500.000 + notice, BRGM Editeur, 1980).

La région de Moûtiers correspond essentiellement à la zone des Brèches de Tarentaise ainsi qu'à la terminaison nord de la zone subbriançonnaise (figure 2.1). Dans leur synthèse structurale du secteur, P. Antoine et R. Barbier (1978a, p.8) proposent de subdiviser la zone des Brèches de Tarentaise en trois zones à caractères paléogéographiques différents, correspondant en même temps à trois unités tectoniques distinctes, se chevauchant les unes les autres et dont les limites sont marquées par de grands contacts anormaux, souvent jalonnés de gypses ou de cargneules. Il s'agit, d'Ouest en Est : de la Zone du Quermoz, de la Zone de Hautecour et de l'Unité de Salins. Pour ces auteurs, les caractères spécifiques de ces trois zones sont les suivants :

- la Zone du Quermoz comporte trois séries détritiques stratigraphiquement superposées. La plus basse, méga-bréchique, d'âge jurassique supposé, reposerait sur un substratum variable mais souvent formé par les fameux "schistes de la Bagnaz", attribués au Permien (P. Antoine, R. Barbier et J. Collart, 1972). Les deux séries suivantes sont à faciès flysch, et rattachées pour l'une au Crétacé supérieur et pour l'autre au Tertiaire.

- la Zone de Hautecour est caractérisée par une structure en écailles complexes au sein desquelles du cristallin (cristallin dit "d'Hautecour") serait encadré par de longues lames de terrains d'âges divers, paléozoïque supérieur et mésozoïque. La coupe stratigraphique de cette zone s'achève par une série détritique analogue à celle du Flysch de Tarentaise.

- l'Unité de Salins, définie par R. Barbier (1948) sous le nom de "Faisceau de Salins" présente essentiellement des terrains antérieurs au Flysch (Carbonifère, Permien et Trias).

Mes recherches entreprises sur les contreforts nord de la ville de Moûtiers montrent que cette région est intensément découpée par une fracturation tardive, sub-verticale, qui est à l'origine de compartiments tectoniques ne présentant pas de différences stratigraphiques suffisamment significatives pour justifier des oppositions zonéographiques aussi fonda-

mentales. Ces travaux nous amènent ainsi à proposer une nouvelle organisation structurale pour ce secteur.

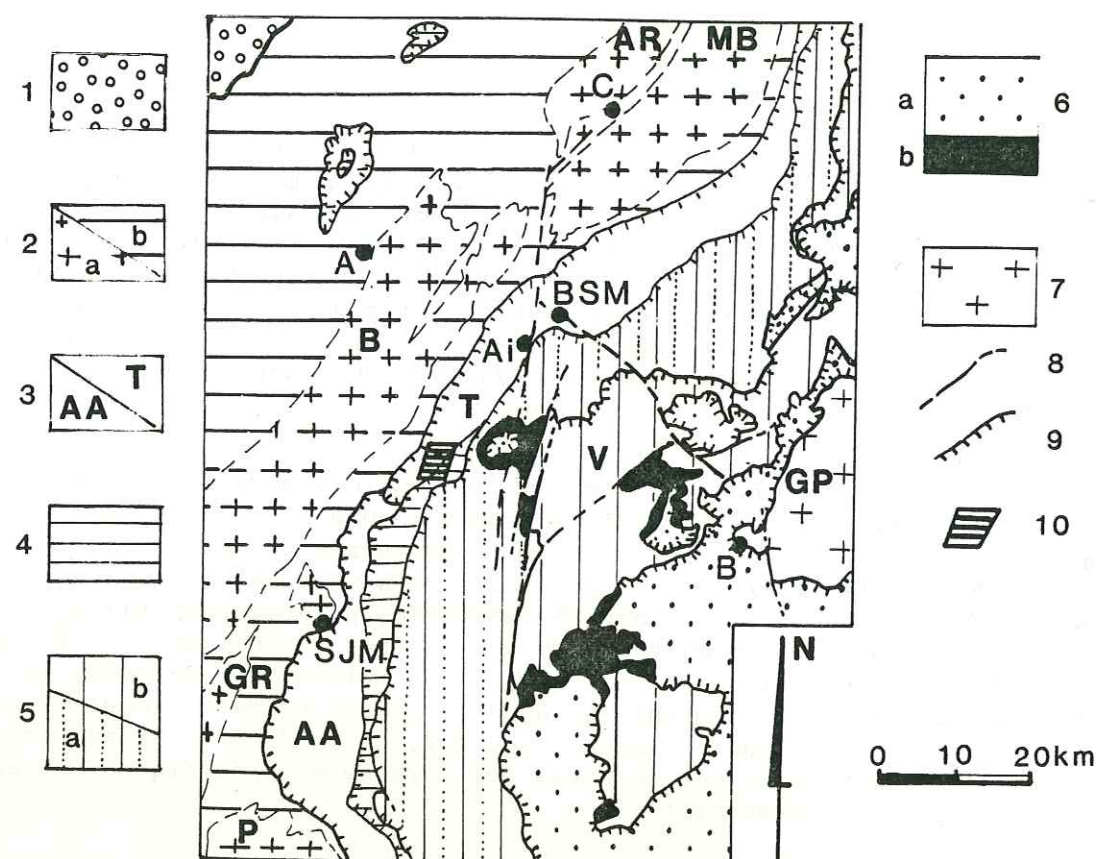


Figure 2.1 : Schéma de situation du secteur étudié. (d'après la carte géologique à 1/250.000 Annecy, 1980, BRGM Editeur, légèrement modifiée).

1. bassin molassique tertiaire ; 2. zones externes : a: massifs cristallins externes (AR= Aiguilles Rouges ; MB= Mont Blanc ; B= Belledonne ; G.R.= Grandes Rousses ; P= Pelvoux) et b: couvertures sédimentaires secondaires et tertiaires, delphino-helvétique et ultrahelvétique ; 3. Unités à flysch : (AA) : des Aiguilles d'Arves ; (T) : de Tarentaise ; 4. zone subbriançonnaise ; 5. zone briançonnaise ; a: externe ou zone houillère ; b: interne ou zone Vanoise-Mont Pourri (V= Vanoise) ; 6. Schistes lustrés piémontais (b) ; gypses des contacts de base (a) ; 7. massifs cristallins internes (GP= Grand Paradis) ; 8. faille ; 9. chevauchement (barbules du côté chevauchant) ; 10. région de Moûtiers, secteur étudié.

A: Albertville ; Ai: Aime ; B: Bonneval ; BSM: Bourg-Saint-Maurice ; C: Chamonix ; SJM: Saint-Jean-de-Maurienne.

1°/- Les données de terrain : une coupe transversale aux structures à la latitude de Moûtiers (Planche hors texte n° 1 et figure 2.2a, coupe A).

De l'Ouest - Nord-Ouest, près du lieu-dit "Le Siboulet", à l'Est - Sud-Est, au lieu-dit "L'Ingebergin", le profil A, qui recoupe essentiellement la Zone des Brèches de Tarentaise et une faible partie de la zone subbriançonnaise, montre la succession suivante :

- (1) Une séquence conglomératique grossière, calcaire, en gros bancs. Elle forme d'une part, le verrou du Siboulet, d'autre part, plus à l'Ouest, les parois des gorges dites de Pont Séran ou gorges d'Hannibal. Il s'agit de l'un des termes sommitaux (Tertiaire ?) de la trilogie bréchique de la zone dite du Quermoz (P. Antoine et R. Barbier, 1978). Cet ensemble montre une extraordinaire organisation de plis, visible en particulier au Rocher Dagan, face au Siboulet, en rive gauche de l'Isère. Les axes de ces plis sont subméridiens et les plans axiaux restent fortement pentés (70 à 90° vers l'Est).
- (1') Une succession de niveaux plus fins, gréseux mais toujours calcaires. Ils font suite normalement aux assises précédentes (flysch calcaire ?).

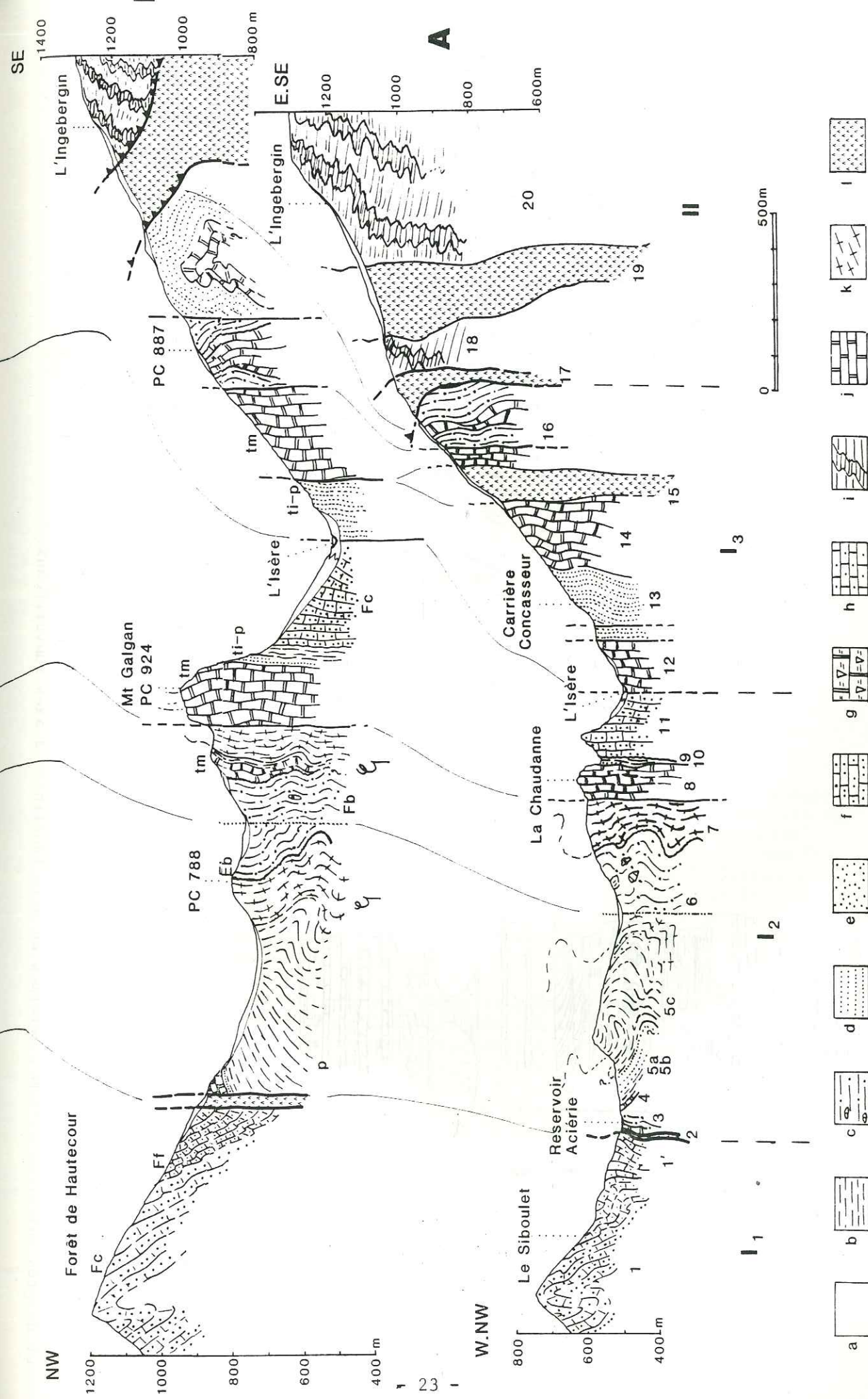
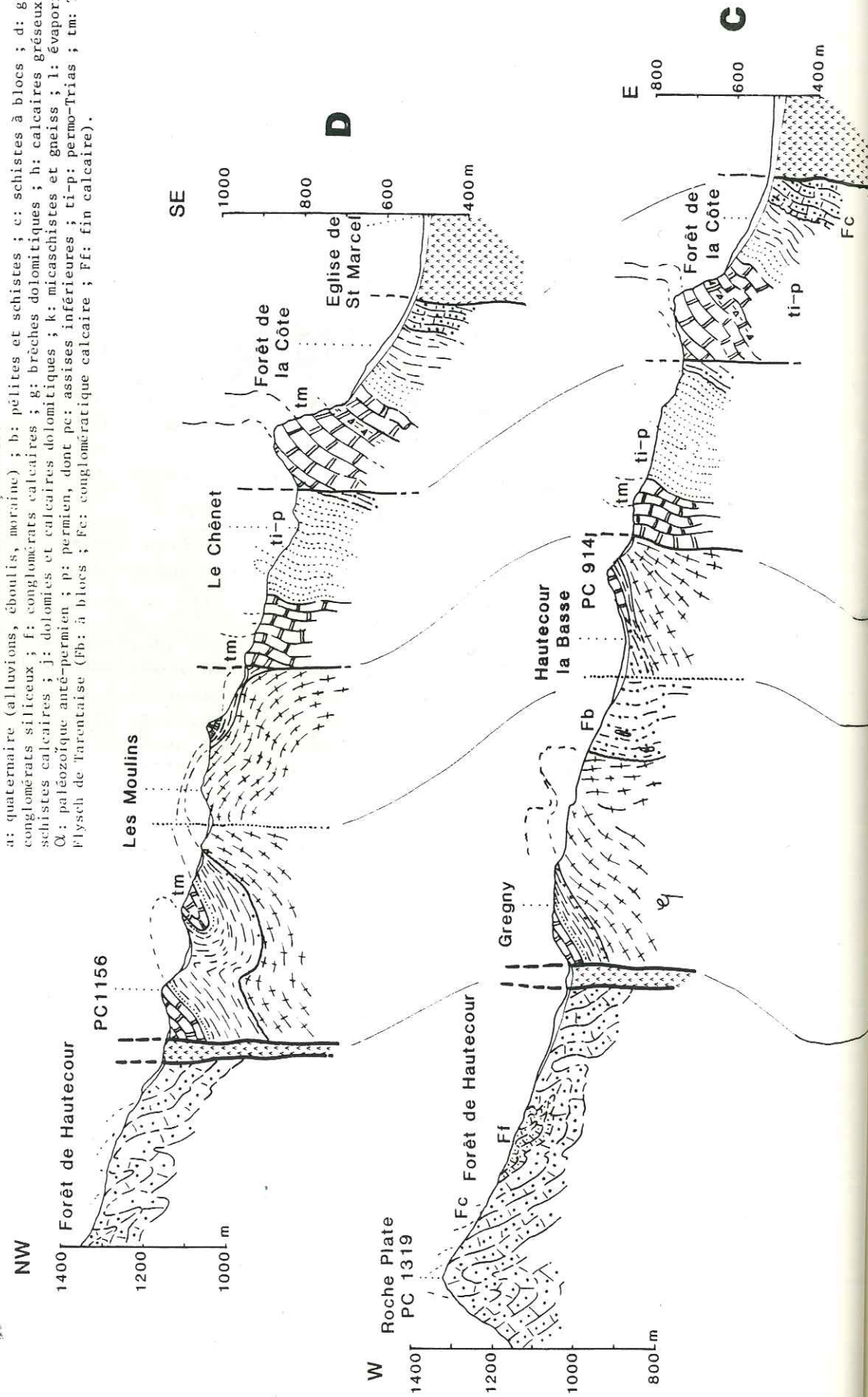
Cette séquence est tronquée sous le réservoir d'eau de l'ancienne aciérie (entrée ouest) par une faille subverticale injectée de gypses (2), associés à des dolomies jaunes, des calcaires dolomitiques, des cargneules et des schistes violacés. Présents sur quelques mètres et très dilacérés, ces faciès restent d'attribution délicate ; ils s'apparentent néanmoins fortement aux niveaux du Trias moyen et/ou supérieur observables ailleurs, dans la Zone des Brèches de Tarentaise (H. Schoeller, 1929 ; R. Barbier, 1948 et P. Antoine, 1971). Pour P. Antoine et R. Barbier (1978a) cet accident constitue la limite orientale de la Zone du Quermoz.

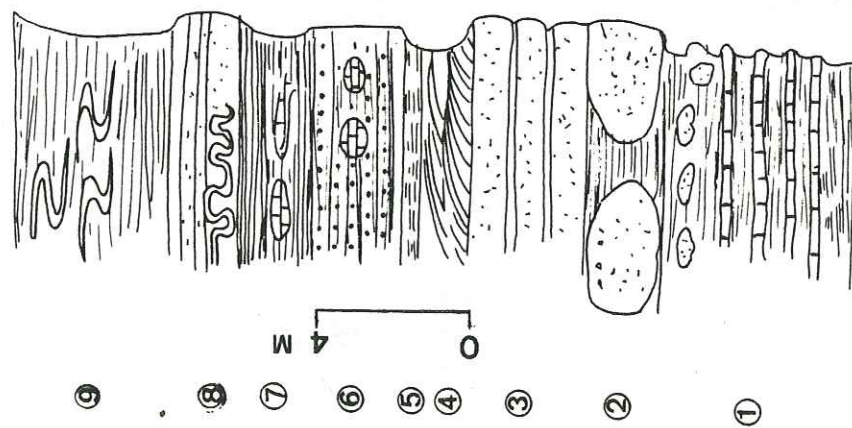
- (3) Quelques mètres de schistes sombres et de microbrèches à éléments calcaires. Ces faciès de flysch schisteux apparaissent à l'Est du réservoir cité plus haut : ils disparaissent rapidement sous une forte carapace de tufs quaternaires.
- (4) Quelques mètres de dolomies jaunes et de pélites violacées, dessinant une lentille de faible extension.
- (5) Un ensemble formé successivement de grès siliceux sombres (5a), puis de grès à dragées de quartz blancs ou roses (5b), et de schistes verts et violacés (5c). Sur le bord est de l'usine ces schistes dessinent une charnière isoclinalre reprise par un pli droit. On retrouve ainsi, plus à l'Est, ces mêmes schistes verts et violacés. Si les grès (5a) et (5b) peuvent raisonnablement être attribués au

Figure 2.2a : Coupes géologiques du secteur étudié.

I à 20 : numérotation des niveaux de la coupe A décrite dans le texte.

I : Zone des Brèches de Tarentaise (II : Zone du Quermoz des auteurs ; 12 : Zone de Hautecour des auteurs ; 13 : Unité de Salins des auteurs) ; II : zone subbriançonnaise.
a : quaternaire (alluvions, éboulis, moraine) ; b : pérites et schistes ; c : schistes à blocs ; d : grès, quartzites ; e : conglomérats siliceux ; f : conglomérats calcaires ; g : brèches dolomitiques ; h : calcaires gréseux ; i : calcaires et schistes calcaires ; j : dolomies et calcaires dolomitiques ; k : micaschistes et gneiss ; l : évaporites.
Q : paléozoïque anté-permien ; p : permien, dont pc : assises inférieures ; ti-p : permo-Trias ; tm : Trias moyen ; F : Flysch de Tarentaise (Fb : à blocs ; Fc : conglomératique calcaire ; Ff : fin calcaire).





Détail de la séquence

Figure 2.2b : Détail des niveaux 6 de la figure 2.2a.

1: argilites feuilletées, gris taché de rouille (espacement de foliation < 1mm) intercalées d'argilites jaunes et de bancs calcaires (3-10cm) et de fragments de grès calcaires ; 2: quartzites, blanc-gris, gréseux, taché de rouille, traversés de filons de quartz ; 3: grès calcaires rubannés (5-15cm) et feuilletés, lardés de filons de calcite ; 4: argilites noires et grès calcaires à stratifications entrecroisées ; 5: argilites jaunes feuilletées ; 6: argilites gréseuses grises à galets calcaires ; 7: argilites calcaires noires à blocs calcaires ; 8: grès calcaires, blanc-gris, déformés en plis isoclinaux et plis convolutés ; 9: argilites en fines lamines à interlits de calcaires fins (1-3cm) et de grès calcaires (3-5cm), déformés en plis isoclinaux à axes subverticaux.

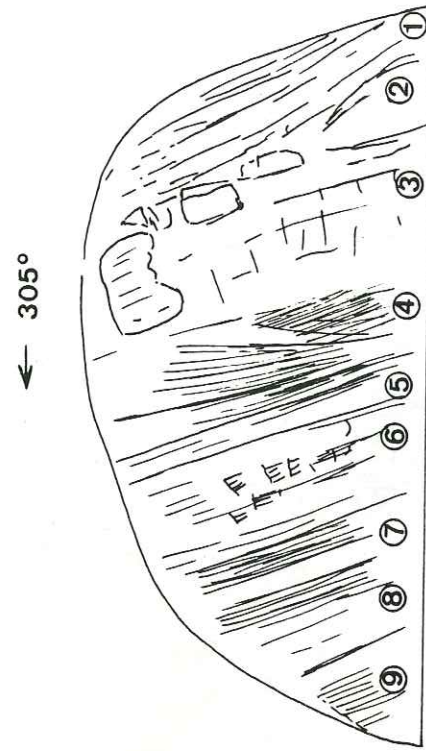


Schéma de l'affleurement

Permo-Trias au fait de leur faciès similaire à celui des grès de base du Trias briançonnais, les schistes versicolores restent d'attribution incertaine. Ces terrains seront maintenus cependant dans le Permien basal, à la suite des travaux de P. Antoine et al., 1972. La couverture quaternaire masque ensuite tout affleurement jusqu'au niveau des tunnels ferroviaires.

- (6) Une séquence, formée de schistes noirs à galets et de microbrèches à éléments calcaires, dans laquelle apparaissent, isolés, de gros blocs décamétriques faits de cristallin, de calcaires et de dolomies. On peut observer ces derniers au niveau du début des lacets de la route de Haute-cour (Fig. 2.2b). Bien qu'étant intensément déformée en microplis isoclinaux, cette séquence reste reconnaissable, il s'agit de schistes à blocs et de turbidites calcaires ("complexe olistolithique", "flysch à bloc"). Ceci est confirmé par l'analyse de la coupe affleurant à la sortie est de Moûtiers, en bordure de la R.N. 90, dans le prolongement direct des niveaux que l'on vient de décrire (Fig. 2.2c). Là, les granoclasses, les plis convolutés, les figures de courants, les phénomènes de ravinement ainsi que la présence de galets et de blocs exotiques, démontrent que l'on a bien affaire à une formation à olistolithes. En essayant de comparer les unités à flysch olistostromique observables au Sud de l'Isère (flyschs du Mont Niélard et du Massif du Cheval Noir) avec celles du Nord de l'Isère, J. Martinez-Reyes et J.P. Rampnoux (renseignement oral) avaient déjà noté le caractère olistolithique des éléments observables au départ de la route de Haute-cour.
- (7) 100 à 150m de terrains cristallins gneissiques. Il s'agit de ce que l'on appelle la bande orientale du cristallin de Haute-cour. Ses rapports avec le flysch olistostromique sont difficilement observables. Près du réservoir des Cordeliers et, en allant vers le Sud, jusqu'à l'hôpital de Moûtiers, le flysch enveloppe par le haut ce matériel cristallin. Vers l'Est, par contre, c'est un contact par faille, à mylonites, qui sépare les gneiss de terrains triasiques (8).
- (8) 80m environ d'une barre de calcaires et de dolomies, peu déformés, verticaux, armant la topographie en engendrant une ligne de crête repérable du Mont Galgan jusqu'à Haute-cour la Basse. Certains faciès rappellent typiquement ceux des calcaires vermiculés du Trias moyen briançonnais ; par ailleurs, les critères de polarité observés à la limite des bancs indiquent que la base de la séquence se situe vers l'Est.
- (9) De fait, apparaissent, dans des conditions d'observation assez délicates en pied de paroi rocheuse, 1,50m de quartzites blancs purs du Trias inférieur. Si vers le Sud, ce niveau devient difficilement repérable, par contre, vers

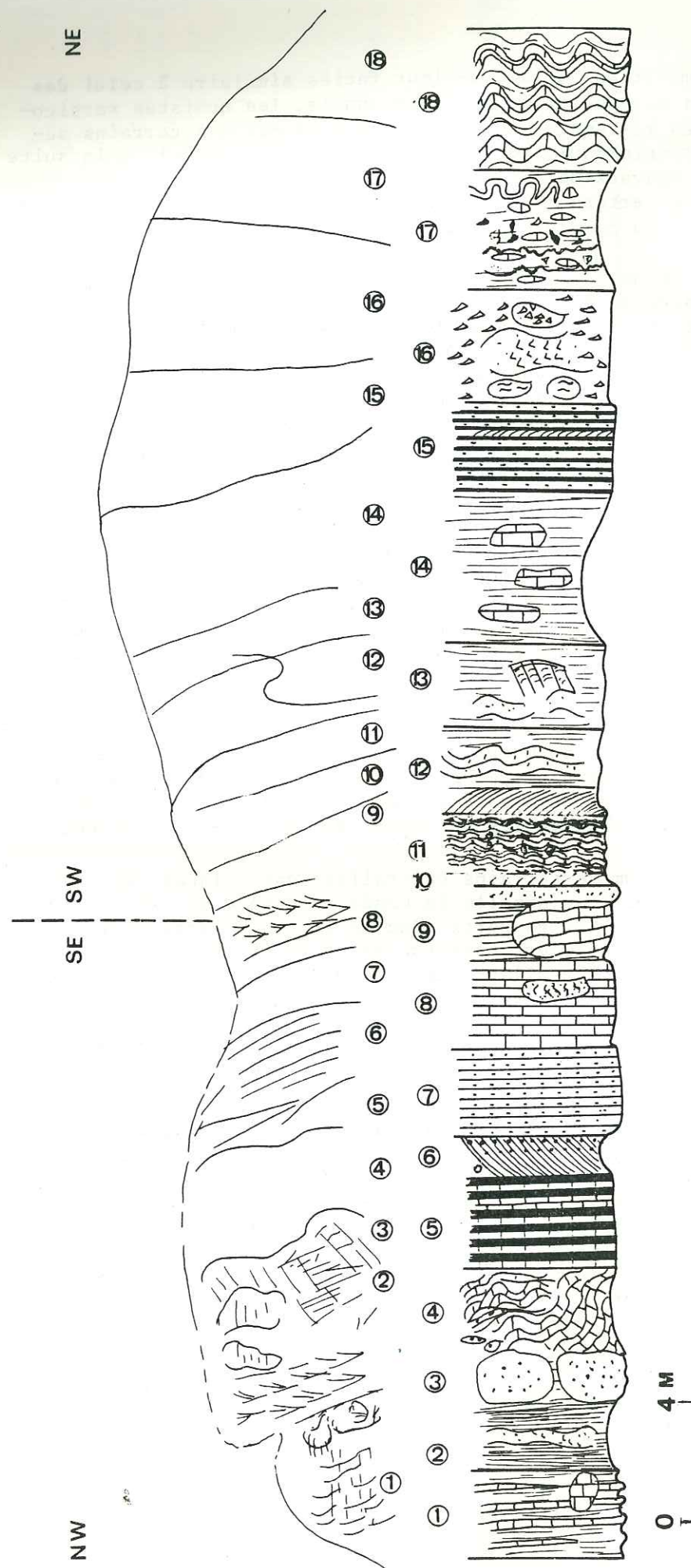


Figure 2.2c : Coupe de la sortie est de Moutiers au bord de la R.N. 90.

1 : argilites en laminites noires intercalées de bandes calcaires et de galets calcaires. 2 : argilites calcaires grises chaotiques traversées de filons de quartz et de calcite. 3 : Blocs de quartzites, jaunes, tachés de rouille. 4 : calcaires gris chaotique intercalés de grès calcaires et de bandes minces (1-2 cm) de quartzites verts. 5 : argilites blanches en laminites. 6 : argilites noires à niveaux gréseux granoclasseés et clivage de fracture. 7 : grès calcaires, gris, en fines lamines. 8 : calcaires blancs, feuilletés, à galets de grès calcaires. 9 : blocs de calcaire inclus dans des argilites et de grès calcaires. 10 : argilites noires à niveaux gréseux granoclasseés et clivage de fracture. 11 : laminaisons d'argilites et de grès calcaires grises en lamines traversées par un caïres chaotique et traversées de filon de quartz et calcite (rosé). 12 : argilites calcaires grises en lamines traversées par un filon (10-50cm) de quartz et de calcite plissé. 13 : argilites calcaires grises à noires intercalées de grès calcaires chaotiques tachés de rouille, affectés par un clivage de fracture. 14 : argilites grises à blocs de calcaires blancs à jaunes. 15 : argilites en laminites, associées à des niveaux granoclasseés. Clivage de fracture et filons de calcite. 16 : zone de "broyage" chaotique, avec filons de calcite et blocs de quartzites, de micaschistes et de calcaires. 17 : argilites noires fracturées, enduites de calcite à galets calcaires. Pli convolute et phénomène de ravinement. 18 : alternance d'argilites grises et de calcaires blancs fortement plissés.

le Nord, il persiste sur un demi-kilomètre, mais toujours avec une faible épaisseur.

- (10) 15m environ de pélites vertes et violacées, finement schistosées, formant dépression entre les niveaux (8), (9) et (11). Il s'agit là des mêmes matériaux qu'en (5c), à savoir des schistes versicolores attribués au Permien.
- (11) Une séquence conglomératique, hétérométrique, calcaire. Très riche en galets de Trias calcaire et dolomitique, elle possède le faciès des classiques conglomérats de base du "Flysch de Tarentaise". Là où il est visible, le contact avec les niveaux (10) précédents paraît bien stratigraphique. Verticale ou fortement inclinée vers l'Ouest, cette séquence forme saillie dans la topographie. En rive droite de l'Isère, et en bordure de la RN 90, les couches sont généralement fauchées vers la rivière. Pour P. Antoine et R. Barbier (1978a) ces derniers niveaux appartiendraient à la limite orientale de la zone dite de Hautecour ; un contact anormal majeur, situé sur l'emplacement actuel de l'Isère, séparerait cette zone de l'unité dite de Salins.
- (12) En rive gauche de l'Isère, la coupe reprend au niveau des carrières et des aires de concassage, avec quelques mètres de dolomies grises à jaunes, à faciès "calcaires vermiculés" du Trias moyen briançonnais. Elles sont appliquées, par faille, contre des niveaux de grès et de quartzites du Permo-Trias (13). Ces derniers forment l'essentiel de la carrière. Ils possèdent un pendage général vers l'Ouest de 70 à 80° et montrent des plans de cassures striées. Le tableau de la figure 2.3.A. résume les mesures qu'il a été possible d'effectuer sur ces roches.
- (14) Vers 700m d'altitude, réapparaissent stratigraphiquement les dolomies du Trias moyen, avec également un pendage fort, plutôt vers l'Ouest. Cette succession normale est brutalement interrompue par une large bande de gypses très déformés mais d'allure subverticale (15). Ils soulignent le début de structures très délicates à déchiffrer. Ces gypses sont en effet bordés par :
- (16) Des niveaux de schistes gréseux à galets (flysch à blocs) plus ou moins associés (stratigraphiquement ou tectoniquement ?) à des dolomies, qui paraissent à leur tour accolées à/ou recouvertes par de nouveaux lambeaux de gypses (17). Ces derniers marquent véritablement le passage à la zone subbriançonnaise formée par des assises calcaires (18) assez régulières, parfois à bandes siliceuses et classiquement attribuées au Lias inférieur.
- (19) Une nouvelle bande gypseuse, s'étendant vers le Sud jusqu'au delà de la table d'orientation de la Croix de Feisson, vient recouper, subverticalement, ces derniers niveaux (18) postérieurement aux déformations plicatives

synschisteuses, à plan axial subhorizontal ou faiblement incliné vers l'Est.

- (20) Un ensemble d'assises calcaires identiques aux niveaux (18).

L'organisation de cette coupe se retrouve à de faibles variations près, au niveau des trois profils plus septentrionaux, B, C et D de la figure 2. Il ressort ainsi clairement :

a- Du point de vue structural :

- que le secteur de Moûtiers présente des assises sédimentaires très redressées, engagées dans des panneaux juxtaposés, nés d'une fracturation sub-verticale, proche de la direction Nord-Sud et parfois à stries décrochantes. Les quelques mesures de pitch effectuées dans les parties basses des carrières de quartzites (niveaux 13) font apparaître plusieurs jeux successifs encore mal interprétés à ce jour (fig. 2.3) ;

- que les accidents injectés de gypse ont une très nette composante verticale. Géométriquement au moins ils s'apparentent à ceux qui en sont dépourvus ;

- que cette fracturation est essentiellement tardive puisqu'elle recoupe à l'emporte pièce l'édifice plissé antérieur (coupe A, niveaux 5 à 7) ;

- qu'un net édifice plissé existait avant l'épisode de fracturation décrit précédemment. Le compartiment central démontre à l'évidence l'existence d'un enchaînement de structures plicatives. Les niveaux (5C) de la coupe (A) montrent en effet qu'à des structures de style isoclinal couché succèdent des plis plus ouverts à plans axiaux sub-verticaux. En ce sens, ce secteur n'est pas différent des parties plus septentrionales de la zone des Brèches de Tarentaise déjà décrites par P. Antoine (1971), J. Collart (1973), J.C. Lancelot (1979). On notera en outre que le cristallin de Hautecour paraît plissé de la même façon que les éléments de sa couverture. Ce socle possède donc un style pennique.

b- Du point de vue stratigraphique :

- que les rapports flysch-substratum du flysch ne sont pas simples. En particulier sur le flanc est du Mont Galgan, les conglomérats de base du flysch de Tarentaise paraissent bien reposer normalement sur les pélites attribuées au Permien basal et non sur les dolomies du Trias moyen, c'est-à-dire finalement sur un flanc inversé (figure 2.2a, coupe A, niveaux 8, 9, 10, 11) ; ou bien, au lieu-dit Gregny, sur le flanc est de la structure (figure 2.2a, coupe C et figure 2.5), le flysch à blocs repose stratigraphiquement sur le cristallin selon un plan subvertical ; sur le flanc ouest, par contre, et beaucoup plus au Nord, au Breuil ou à la Rouvenaz, ce sont les classiques conglomérats dits "de base" (Fc) du flysch de Tarentaise qui reposent en transgression sur les dolomies du Trias moyen. Dans ce dernier cas, les faciès à blocs apparaissent sur les éléments les plus bas

du substratum antéflysch alors que les faciès conglomératiques calcaires du flysch, que l'on sait être superposés, ailleurs, au flysch à blocs (S. Fudral, 1980), reposent sur des termes plus élevés conservés de ce même substratum.

Ces coupes conduisent à deux remarques :

1. elles rappellent celle décrite par R. Barbier (1948) au Cirque de Valbuche (p. 18 et 123 à 125). En ce point, en effet, le flysch d'âge priabonien repose stratigraphiquement sur une série antéflysch renversée, constituée de micaschistes, de pélites bariolées, de quartzites et de dolomies du Trias. Pour R. Barbier, la tectonique anté-nummulitique était responsable du renversement de la série avant la transgression du flysch. Pour expliquer une telle succession, dans ce qu'il nomma "l'Ecaille de Valbuche", J. Martinez-Reyes (1980, p. 84 à 96) proposa trois hypothèses :

a- le flysch est réellement transgressif sur une série inverse ; une tectonique vigoureuse, anté-priabonienne (globalement la tectonique arvinche de R. Barbier, 1956) est responsable du renversement complet du substratum du flysch ;

b- la série renversée, complète, de Valbuche représente un immense olistolithe basculé au sein du bassin de sédimentation du flysch ;

c- les micaschistes du socle, quoique très étroitement associés aux pélites du Verrucano, en sont séparés par un contact tectonique post-priabonien.

Aucun fait déterminant ne permet, à l'époque, de trancher entre ces trois possibilités.

2. Il est difficile d'imaginer que tous les affleurements de "substratum" du Flysch de Tarentaise soient uniquement des olistolithes compte-tenu de la dimension pluri-kilométrique de ces affleurements et de leur homogénéité structurale. Mais seule une vision plus globale de toute la zone des Brèches de Tarentaise permettra de trancher.

Ces coupes invitent plutôt à rechercher un dispositif particulier, induisant à la fois des flancs renversés et des structures en distension. Une zone de décrochement, qui se caractérise généralement par une succession de relais en distension (rhomb-graben, failles listriques et blocs basculés avec dépôts sédimentaires en on-lap tels que représentés sur la figure 2.5) et de relais en contraction (charriages), pourrait éventuellement représenter le dispositif recherché et sa période d'activité serait soit contemporaine soit immédiatement antérieure au dépôt du "Flysch de Tarentaise".

Figure 2.3 : La fracturation dans les quartzites et les dolomies du Trias, au niveau des carrières de concassage de la sortie est de Moûtiers.

A. TABLEAU DES MESURES EFFECTUEES.

N° des failles	Orientation	Pendage	Pitch des stries	Sens de Mouvement.
F1	000	80 W	48 S	Dextre
F2	020	85 W	47 S	Dextre
F3	015	90 *	15 S	Séneestre
F4	000	90 *	30 S	Séneestre
F5	058	80 E	10 W	Dextre
F6	095	72 S	42 W	Dextre

Stratifications : S1 = 010 - 60 W
(Pôles) S2 = 030 - 75 W
S3 = 010 - 80 W

B. RECHERCHE DE LA DIRECTION DE RACCOURCISSEMENT MAXIMUM.

Il est vraisemblable qu'il y ait au moins deux mouvements successifs. Mais il n'est pas possible de préciser les champs de contraintes correspondant à chacun d'eux. Tout au plus peut-on proposer les hypothèses suivantes :

1ère hypothèse :

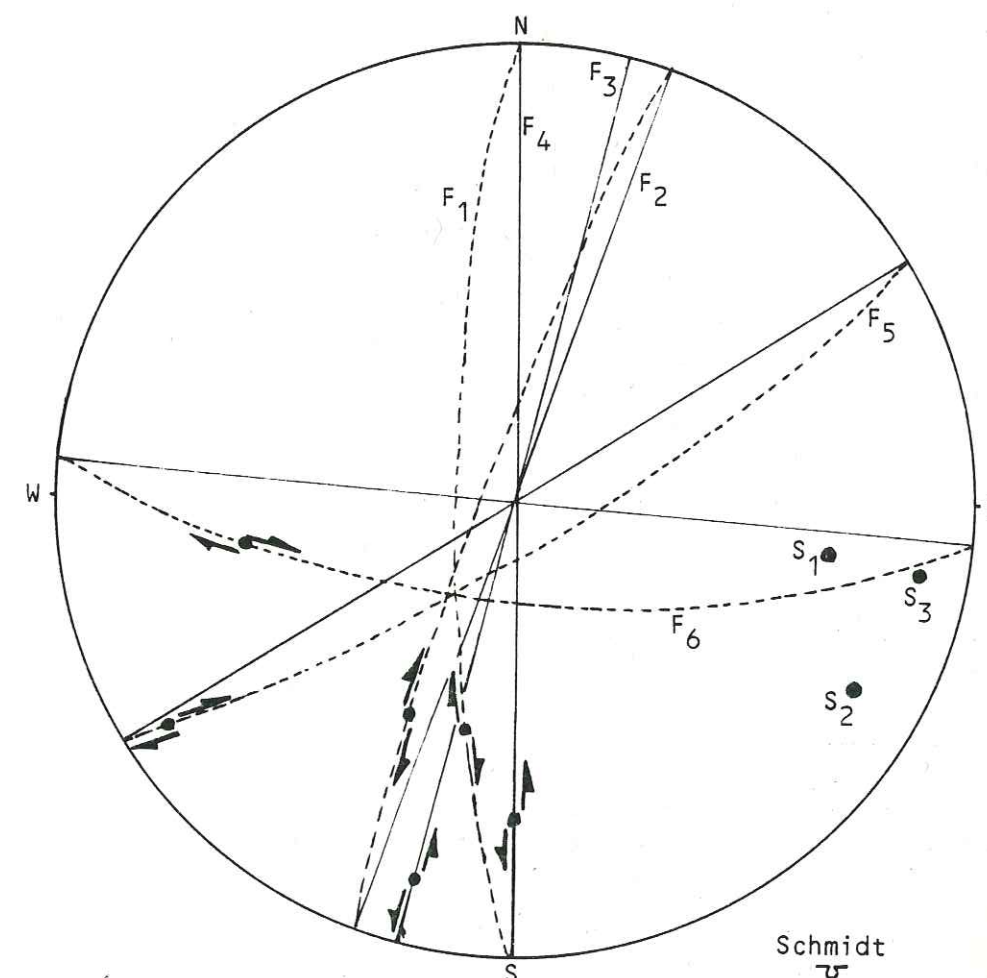
Les failles F1 et F4, qui possèdent une même orientation, donnent lieu à deux mouvements opposés parce-qu'elles cernent précisément la direction de raccourcissement maximum, proche de N-S. Les failles F5 et F6 seraient alors compatibles avec une autre direction, plutôt proche de E-W. Si l'on adopte cette hypothèse, l'organisation de la fracturation s'accorde avec celle d'une zone de décrochement profonde séneestre, schématisée par J. P. Robert (1976, p. 17) et reprise par Boudon et al. (1976) plus spécialement pour la région de Moûtiers

2ème hypothèse :

Par la méthode des dièdres droits (J. Angelier, P. Mechler, 1977) les deux directions de raccourcissement différenciables sont respectivement NE-SW et SE-NW, compatibles la première, avec les failles F1 et F2, et la seconde, au moins avec les failles F3, F4 et F6. Deux mouvements auraient ainsi pu avoir lieu, dextre et séneestre, mais l'ordre ne peut être précisé.

Compte-tenu des conclusions apportées par l'analyse de la fracturation du secteur très proche, du Mont Jovet (voir plus loin), c'est plutôt la seconde hypothèse qui a ma préférence.

Figure 2.3 : Suite.



Mais de nouvelles mesures, réparties sur un secteur plus large, sont nécessaires pour conclure définitivement et pour tenter des comparaisons avec les modèles proposés récemment par F. Bergerat (1985).

2°/- Commentaires :

Trois points méritent discussion : tout d'abord le rôle de la fracturation tardive, puis l'âge du flysch de Tarentaise et, enfin, les rapports entre ce flysch et son substratum.

- La fracturation sub-verticale, bien visible actuellement, qui recoupe l'édifice plissé, et qui affecte la totalité des terrains affleurant entre le front briançonnais et le front de la zone des Brèches de Tarentaise dans cette région, joue un rôle structural et morphologique. Elle possède tous les caractères d'un couloir de décrochement. La figure 2.4 révèle clairement les diverses fractures qui le constituent dont certaines avaient déjà été vues par Boudon et al. (1976). Ce schéma souligne en outre la répartition des principales masses gypseuses ; elles apparaissent soit dans des structures rectilignes, verticales, soit dans des structures à valeur de fentes de tension rectilignes ou sigmoïdes. Des structures cargneuliques de même style recoupant les gypses de base de la klippe du Mont Jovet avaient déjà été remarquées (Lu Chia Yu et S. Fudral, 1984) mais demeurent mal expliquées (voir plus loin).

Dans un tel contexte, paralléliser le compartimentage tectonique actuel avec le découpage paléogéographique initial reste vain. La séparation entre une "Zone de Hautecour" et une "Unité de Salins" n'a en effet pas de justification. La succession du lieu-dit le Chenet (figure 2.2a, coupe D) intégrée à la "Zone de Hautecour" est identique à celle des carrières de Moûtiers (coupe A) attribuée jusqu'à présent à l'Unité de Salins.

- Le deuxième point qui mérite d'être discuté se rapporte à la remarquable similitude des coupes décrites entre ce secteur de Moûtiers et celui plus méridional du Cirque de Valbuche. Il nous amène à reposer le problème de l'âge du Flysch de Tarentaise, ce dernier étant réputé crétacé supérieur (P. Antoine, 1971 ; S. Fudral, 1973). Sur la bordure interne de l'unité du flysch des Aiguilles d'Arves ("Unité Cheval Noir - Casse Massion", J. Martinez R., 1980 ; A. Serre, 1983), au niveau de l'E-caille dite de Valbuche (J. Martinez R., 1980), le flysch, de nature schisteuse et calcschisteuse, à olistolites, est au moins d'âge priabonien, âge établi à partir d'une riche faune à Nummulites, Operculines et Discocyclus (J. Martinez R., 1980, p. 91). Compte-tenu de l'extrême ressemblance des séries stratigraphiques, aussi bien en ce qui concerne le substratum du flysch que le flysch lui-même, ainsi que de l'allure générale de la coupe, il est raisonnable d'envisager un âge identique pour les deux flyschs.

- On peut enfin discuter de la "structuration" du substratum du flysch juste avant le dépôt de ce dernier. Dans les pages précédentes, et à partir des coupes curieuses de Grégny et du Mont Galgan, on a envisagé l'existence d'un épisode de fracturation, de nature décrochante, induisant selon les secteurs, tantôt des structures en "compression", tantôt des structures "en extension". Cette hypothèse, la plus raisonnable pour l'instant, confère à cet épisode de fracturation un rôle paléogéographique et structural majeur ; elle va dans le même sens que celles proposées récemment pour la genèse des ophiolites valaisannes (P. Homewood, 1977 ; P. Homewood et Caron, 1982 ; zone transformante nord-pennique de M. Lemoine,

1984 ou failles en extension de H. Loubat, 1984), ou du bassin plus méridional du flysch des Aiguilles d'Arves (J. Martinez R., 1980 ; A. Serre, 1983).

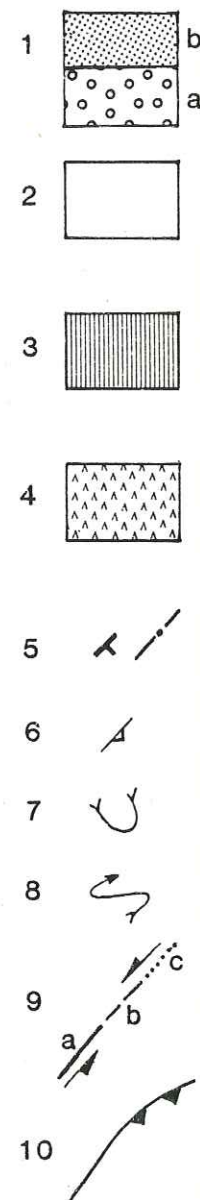
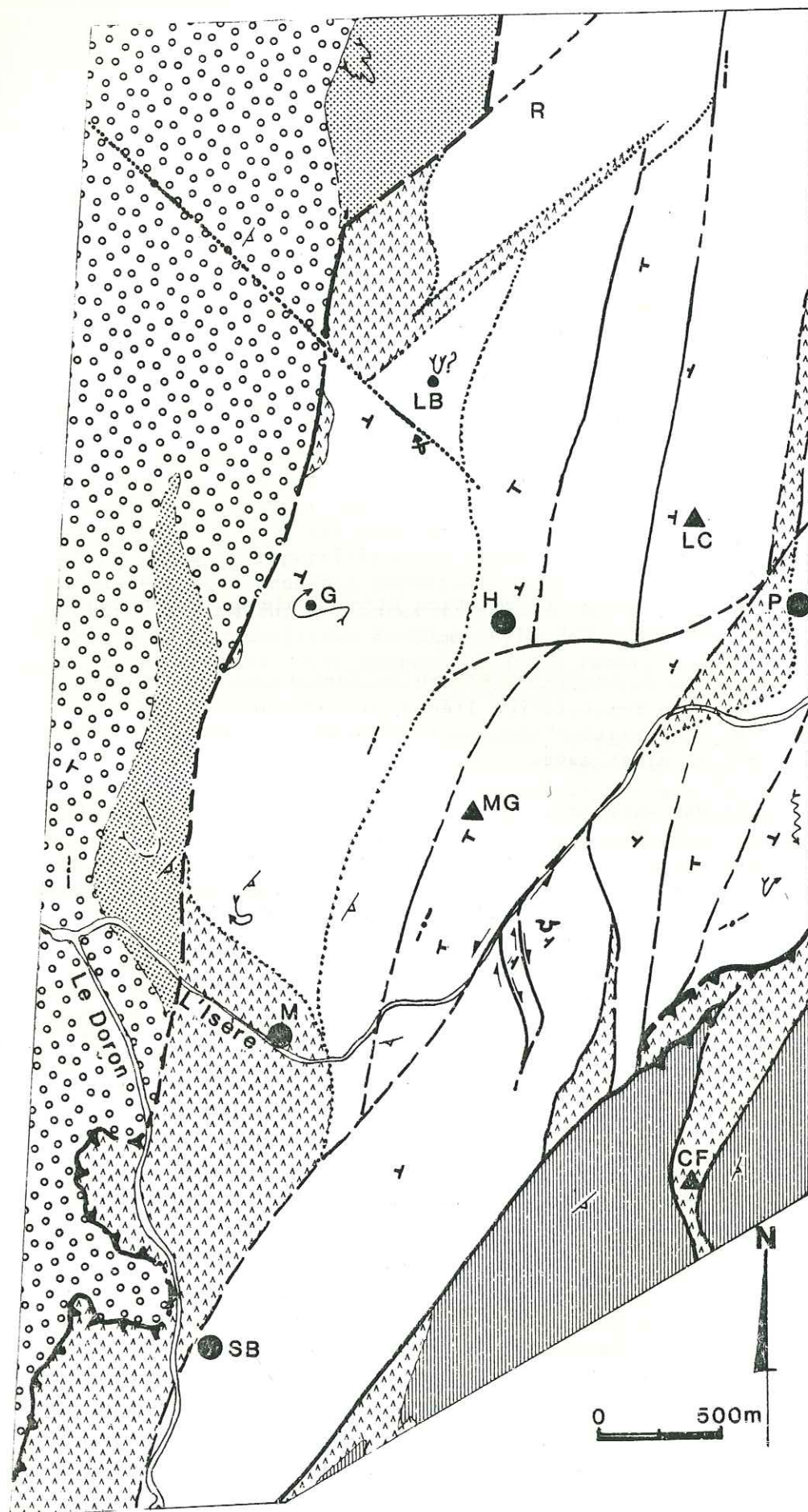
Il reste alors à savoir lequel de ces deux épisodes de fracturation (anté-flysch d'une part ou tardif d'autre part) peut s'intégrer le mieux dans le cadre des propositions récentes de L.E. Ricou (1980, 1984), P. Maury et L.E. Ricou (1983) et notamment celle qui concerne l'accident subbriançonnais (1984, p. 871). Ces auteurs admettent en effet l'existence d'un accident décrochant sub-méridien, né en limite des zones alpines externes, et induisant dès le début du Tertiaire une tectonique transpressive spécialement dans la zone qui nous concerne. C'est l'épisode, anté-flysch, de fracturation proposé plus haut, qui *a priori* s'intégrerait dans ces hypothèses.

3°/- Conclusions :

Les grands traits de l'évolution structurale du secteur peuvent être finalement résumés ainsi :

1. ouverture du bassin du Flysch de Tarentaise ; elle obéirait à une fracturation liée à un décrochement. Des structures "contrastées" en contraction et en distension jalonnent ainsi cette zone ;
2. dépôt des séquences du "Flysch de Tarentaise". S'il venait à se confirmer que ce dernier est d'âge priabonien, la zone des Brèches de Tarentaise s'intégrerait alors dans le même cadre d'évolution structurale tertiaire que celle des autres unités à flysch plus méridionales (Flysch des Aiguilles d'Arves) ;
3. plissement généralisé, polyphasé. Ce stade évolutif essentiel correspond à la genèse des structures plicatives synschisteuses affectant socle et couverture des grands ensembles structuraux, ainsi qu'à leur superposition tectonique. Pour J.C. Lancelot (1979, p. 118), cette phase majeure serait post-priabonienne ;
4. nouvel épisode de fracturation. Cet épisode cassant, subvertical, est également essentiel. Il est responsable du redressement fréquent de la série et de son compartimentage tectonique. Il affecte la zone des Brèches de Tarentaise qui se juxtapose contre la zone subbriançonnaise. Décrochante en certains points, injectée d'évaporites dans d'autres, cette fracturation serait liée à deux champs de contrainte différents, l'un NE-SW et l'autre SE-NW.

L'existence de ce couloir de fracturation, ôte toute signification au découpage paléogéographique proposé antérieurement, basé surtout sur les alignements d'affleurements gypseux. Il repose de ce fait, d'une part, localement, le problème de la caractérisation des unités "de Hautecour" et "de Salins" ainsi que l'un d'entre nous l'avait déjà fait



plus au Nord (S. Fudral, 1980) et, d'autre part, régionalement, celui de la zonéogéographie paléogéographique des parties plus septentrionales de la Zone des Brèches de Tarentaise.

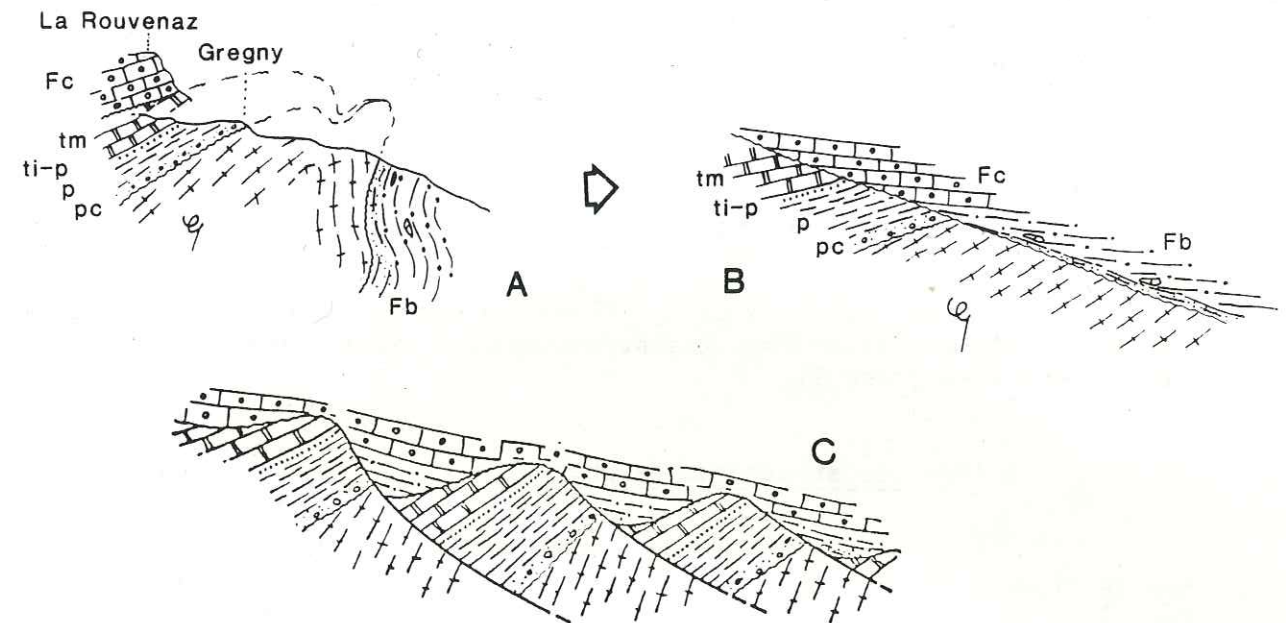


Figure 2.5 : Dispositif sédimentaire permettant d'expliquer les successions observables à Grégny (sans orientation et sans échelle).

A: disposition actuelle (coupe C, fig. 2) ; B: structure dépliée ; C: schéma interprétatif du dispositif général.

: cristallin ; pc: grès et conglomérats du Permien ? ; p: pélites vertes et violacées du Permien ("Schistes de la Bagnaz") ; ti-p: grès et quartzites du permo-trias ; tm: dolomies du Trias moyen ; Fc: flysch conglomératique calcaire ; Fb: flysch schisteux à blocs.

Figure 2.4 : Schéma structural interprétatif.

1 et 2: Zone des Brèches de Tarentaise (1: "Zone du Quermoz" des auteurs, avec (a) : flysch conglomératique et (b) : flysch gréso-calcaire ; 2: "Zone de Hautecour et Unité de Salins" des auteurs) ; 3: zone subbriançonnaise ; 4: Evaporites ; 5: signes de pendage ; 6: schistosité principale ; 7: synclinal ; 8: allure des replis ; 9: faille avec son sens de mouvement (a) : visible ; (b): masquée ; (c): supposée ; 10: faille passant à un chevauchement.

CF: Table d'orientation de la Croix de Feissons ; G: Grégny ; H: Hautecour ; LB: Le Breuil ; LC: le Chenêt ; M: Moûtiers ; MG: Mont-Galgan ; SB: Salins-les-Bains ; R: La Rouvenaz.

II. LES DEFORMATIONS SYNCHISTEUSES DU FLYSCH DE LA REGION DE MOUTIERS.

Les observations microstructurales ont été effectuées plus spécialement, d'une part sur les affleurements de flysch de la "Zone du Quermoz" des auteurs, près du lieu-dit le Siboulet, à l'Ouest - Nord-Ouest de Moûtiers, d'autre part sur le flysch à blocs formant éperon à la sortie est de Moûtiers, en bordure de la R.N. 90. Une comparaison sera en outre tentée avec les déformations des pélites vertes et violettes du Permien.

A. L'ANALYSE DES MESO ET DES MICRO-STRUCTURES.

Au moins trois phases de plissement peuvent être distinguées au sein du Flysch de Tarentaise. Les structures les mieux caractérisées appartiennent à la phase II.

1°/- Les structures de phase I :

Elles ne sont réellement identifiables qu'à partir de l'examen de figures d'interférence obtenues avec les structures de phase II. Les plans axiaux de ces plis P1 sont soulignés par l'orientation préférentielle des micas blancs (Planche II.1b).

D'autre plis, ayant l'allure de plis P1 semblent n'être en fait que le résultat de phénomènes sédimentaires de nature turbiditique (A. Carozzi, 1952 ; Ph. M. Kuenen et A. Carozzi, 1953), comme par exemple les plis intrafoliaux de la figure 2.7 ainsi que les plis convolutes (figure 2.6e) qui accompagnent d'autres structures sédimentaires typiques : granoclassement (figure 2.6a) et stratification entrecroisée.

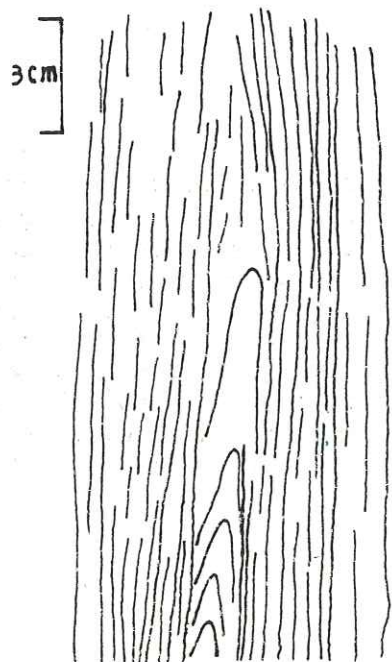


Figure 2.7 :

Pli intrafolial dans un schiste calcaire du flysch de Moûtiers.

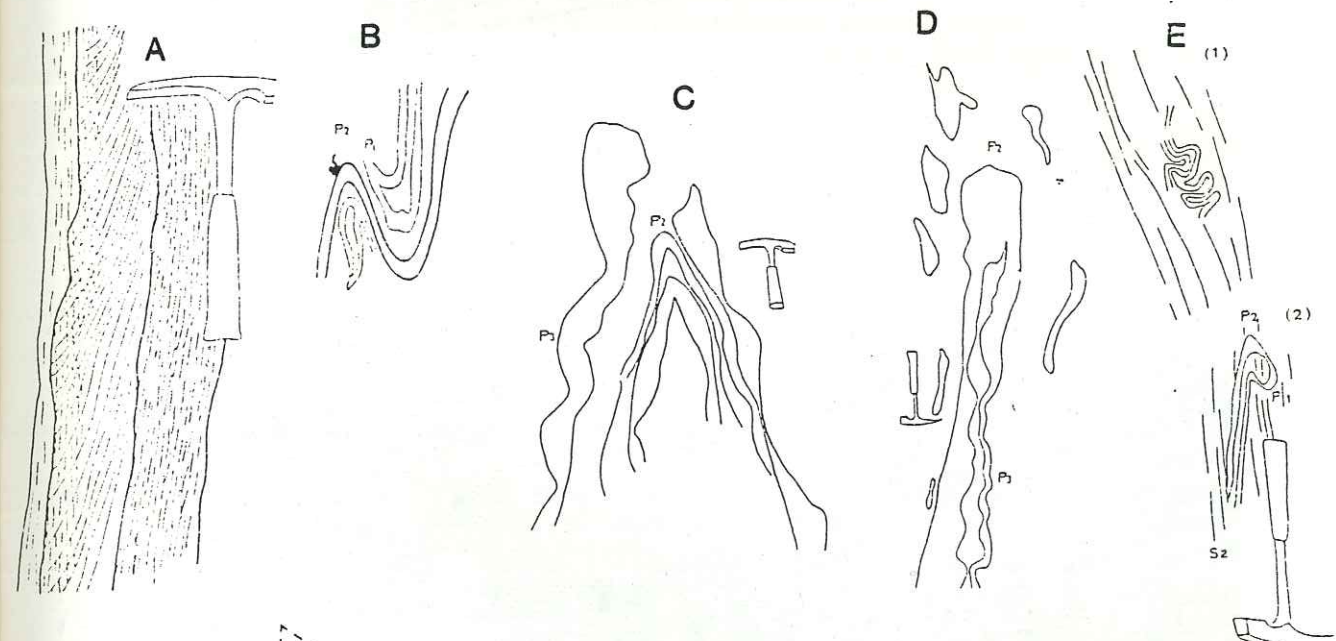
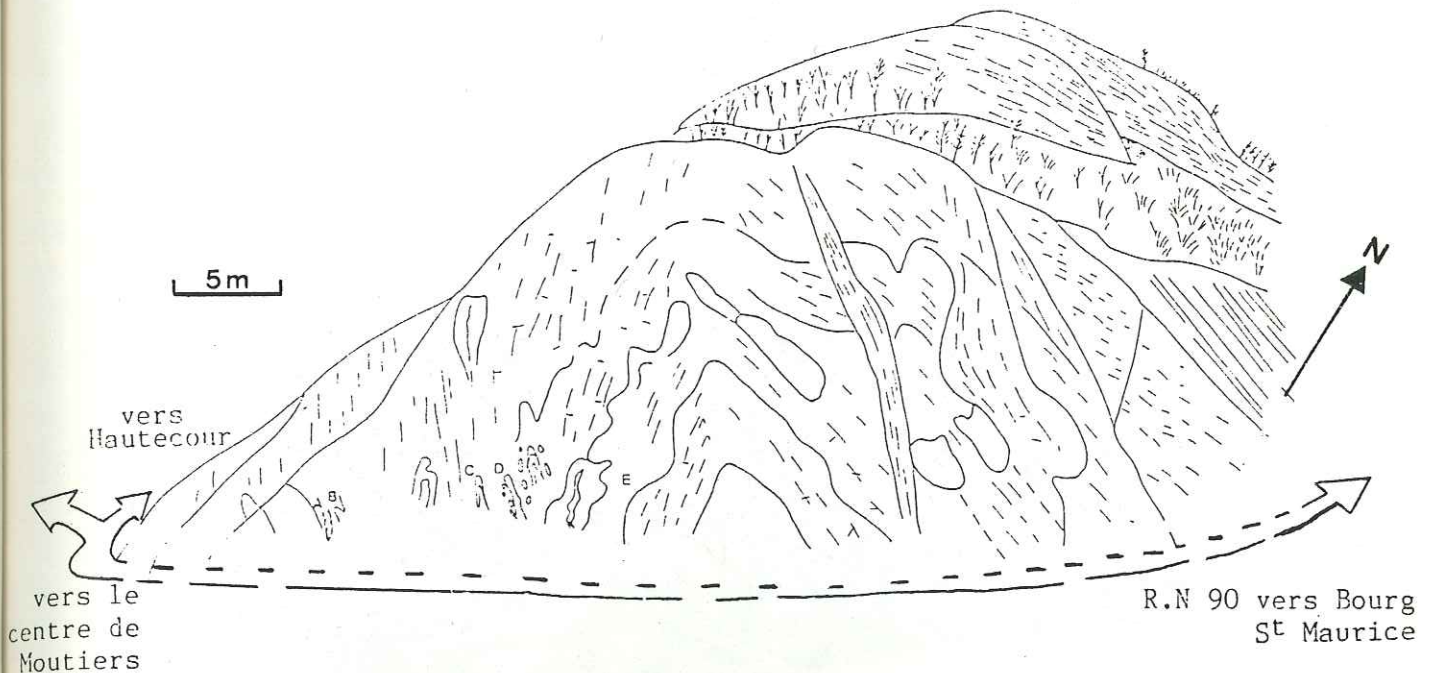
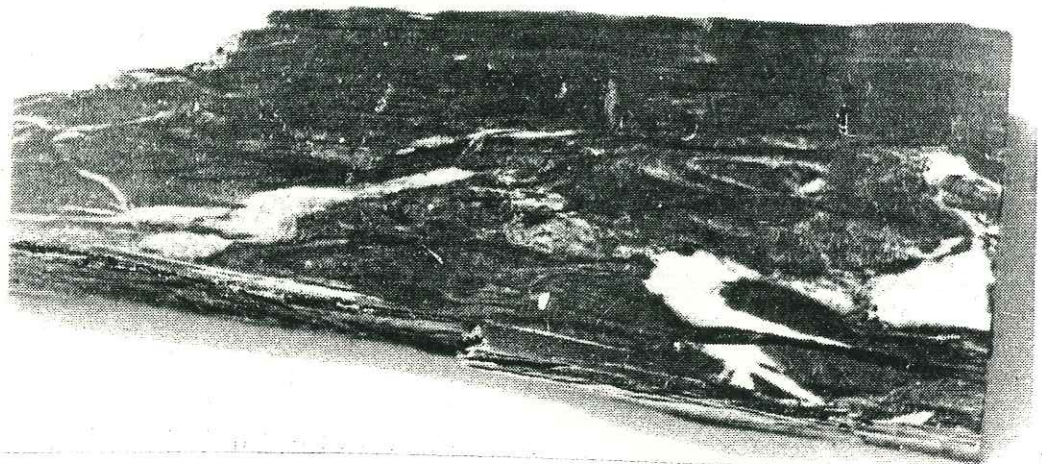
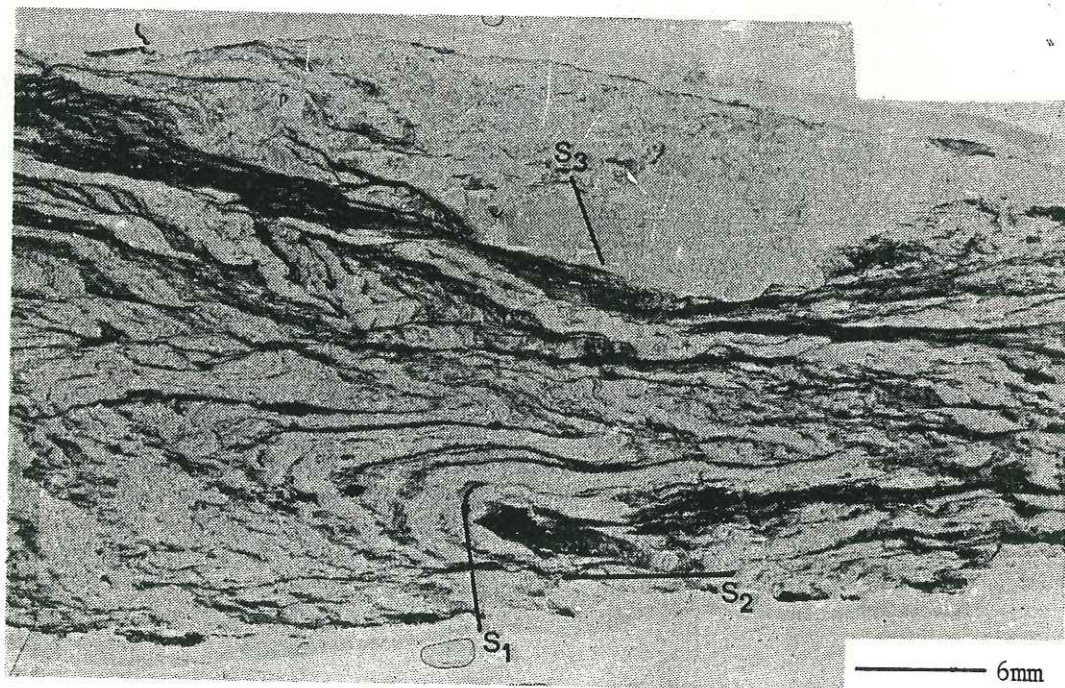


Figure 2.6 : Microstructures observables dans le flysch à blocs de la sortie est de Moûtiers (niveaux 6 de la coupe A, figure 2.2a).

A. Clivage de fracture développé dans un niveau granoclassé ; B. Figure d'interférence de type 2 (Ramsay, 1962) entre des plis P1 et P2 ; C. Pli de type "flexure slip" ; D. Pli isoclinal P2 avec boudins le long des flancs de pli ; E. (1) Pli convolute ; (2) Figure d'interférence de type 3 de Ramsay. F. Relation de superposition de deux formes d'onde. Lorsque α et β varient il en résulte des figures d'interférence de types différents.



a : Une section sub-parallèle à un axe de pli P2 (L2), montre une structure en forme d'yeux.



b : Les microstructures dans une lame mince du flysch de Moûtiers montrent le phénomène de "strain slip" ou "pressure solution" le long des directions de S2 et de S3

2°/- Les structures de phase II :

Très répandus dans cette région, il s'agit de plis isoclinaux à sub-isoclinaux (figure 2.6C,D).

Ils replissent la foliation S1. Avec les plis P1 ils forment des figures d'interférence de type 3 (J.G. Ramsay, 1962 et 1967) (figure 2.6E2). Ce type de figure correspond à des plis repris par des plis coaxiaux ayant leurs plans axiaux perpendiculaires à ceux des premiers.

Les axes des plis P2 sont courbes dans les plans axiaux ; des structures en forme "d'yeux" sont visibles au niveau des sections sub-parallèles aux axes de pli P2 (Planche II.1a). Dans la figure 2.6B, s'observe une figure d'interférence entre un pli P1 et un pli P2. Il semble qu'il s'agisse de la figure de type 2 de Ramsay (J.G. Ramsay, 1962 et O'Driscoll, 1964) ; d'après cette figure on peut déduire que l'angle α (figure 2.6F) est compris entre 0° et 90° et que l'angle β est également compris entre 0° et 90° ; mais il peut s'agir aussi d'un pli P1 replié par des plis postérieurs coniques (P2) coaxiaux. Parfois des phénomènes d'étirement s'observent le long des flancs de ces plis où se développent d'énormes fentes de tension perpendiculaires au L2 (figure 2.8) et à la section XZ. Des phénomènes de cisaillement (figure 2.9) apparaissent également le long de L2.



Figure 2.8 :

Fente de tension (linéation subverticale) perpendiculaire à L2 (linéation horizontale) dans le flysch de Moûtiers.

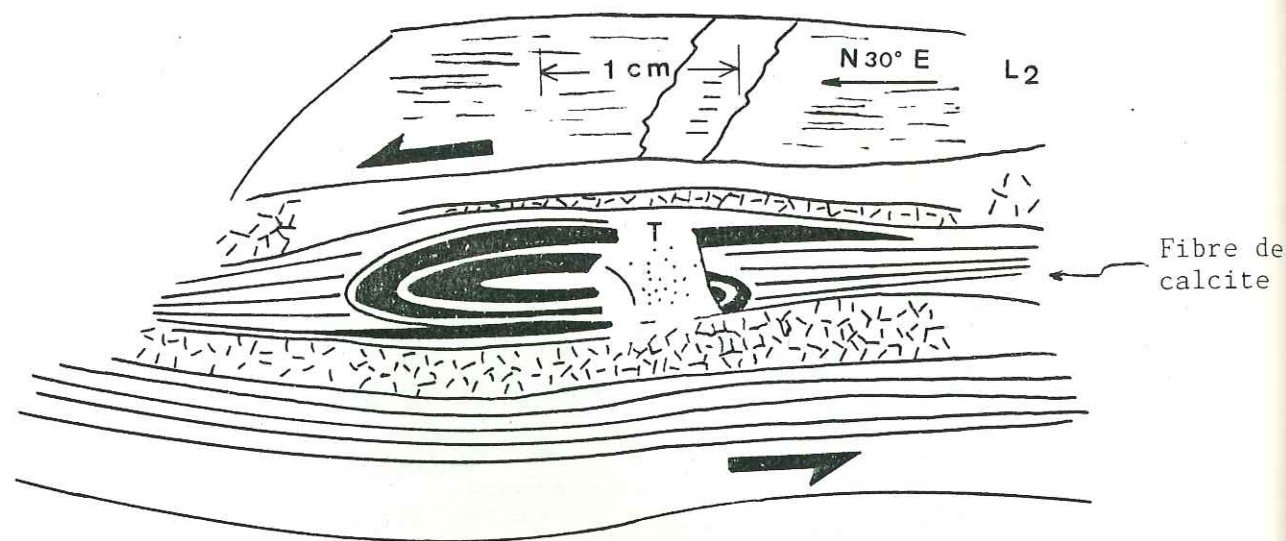


Figure 2.9 : Pli d'étirement d'axe perpendiculaire au L2 dans le flysch de Moûtiers. T: fente de tension.

La figure 2.6D, montre des boudins qui se développent sur les flancs de plis P2, avec des directions presque parallèles à ces axes de plis. Dans les secteurs d'alternance schistes-calcaires et méta-grès calcaires, les plis P2 ont l'apparence de plis flexuraux au niveau des parties les plus compétentes (méta-grès calcaires par exemple). Avec les parties incompétentes ils constituent un ensemble de formes semblables (figure 2.6C et figure 2.10).

Figure 2.10 :

Une section de pli P2 dans le flysch de Moûtiers montre la variation de classe des plis.
(J.G. Ramsay, 1967 - méthode des isogones de pendage).

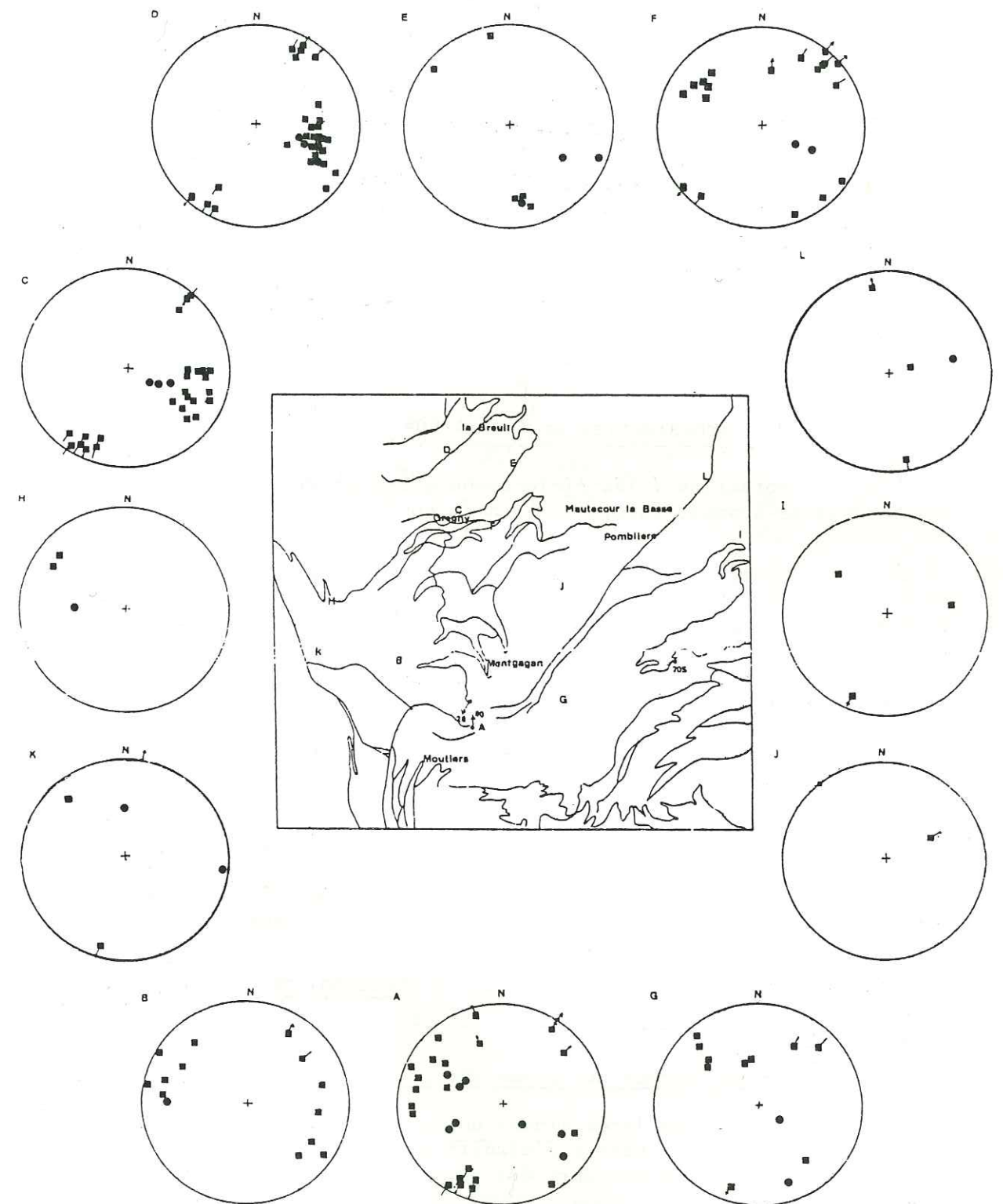
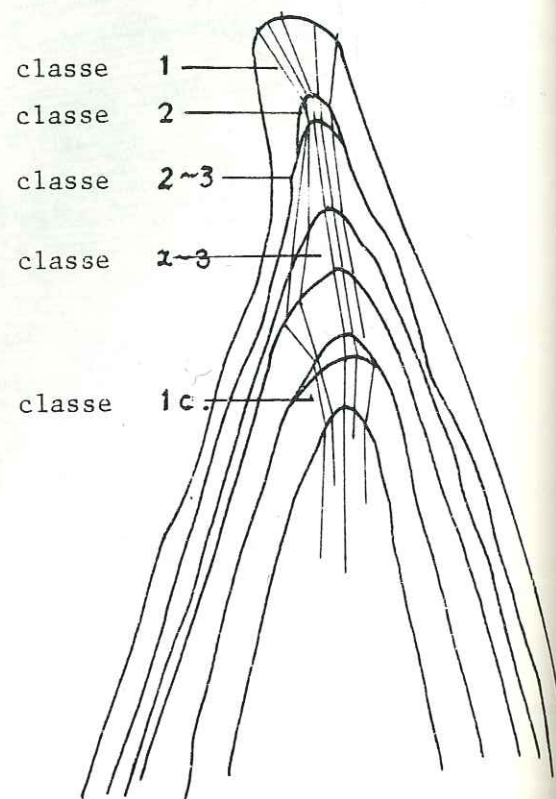


Figure 2.11 CARTE DE POSITIONNEMENT DES STEREOGRAMMES CUMULATIFS
● plan axial-schistosité de mesopli 2. ■ axe de micro et mesopli 2
■ plan axial-schistosité de mesopli 3. ■ axe de micro et mesopli 3
v hémisphère inférieur, représentation polaire.

Des micas blancs se développent parallèlement au plan axial des plis P2 (S2) (Planche II.1b). Ce jeu des micas blancs forme un clivage de flux ou "strain slip" clivage (Planche II.1b).

3°/- Les structures de phase III :

Les plis P3 ont des formes variables, ouverts ou serrés (figure 2.6B,C), ils ont souvent des formes dissymétriques et coniques.

Les plis P3 déforment les foliations anciennes : S1 et S2. Ils forment principalement les clivages de crénulation (Planche II.1b). En certains points apparaissent des phénomènes de "strain slip" ou "pressure solution" le long des plans axiaux des plis P3.

4°/- Schistosités et linéations :

Notations : les projections stéréographiques sont effectuées sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieur).

La figure 2.11 résume l'ensemble des mesures effectuées et la 2.12 fait ressortir la distribution des plans axiaux P2 dans la région de Moûtiers. On note la faible variation de direction entre les linéations L2 (axes de pli P2) et les linéations L3. L'étude statistique locale des caractéristiques des plans axiaux et des axes de plis P2 et P3 à partir de diagrammes de contours (figure 2.13) permet de faire ressortir les directions suivantes :

- pour les plans axiaux P2 : N22.54W
- pour les plans axiaux P3 : N30.38W

Quant aux axes de plis ils sont concentrés vers N15 à N45 avec un maximum à N38. 10N pour les L2. Les plans axiaux des plis P3 sont moins pentés que ceux des plis P2. En outre ils sont déversés vers le Sud-Est. Ceci matérialise une direction de cisaillement vers le Sud-Est (fig.2.13F).

5°/- Type d'ellipsoïde de déformation, forme des zones abritées et filons d'extension :

a- Les formes des zones abritées.

L'étude en lames minces de la géométrie des zones abritées (ou ombres de pression) permet d'établir qualitativement le type de distorsion induisant ces zones abritées autour d'objet rigides (figure 2.14, planche II.2 et planche II.3).

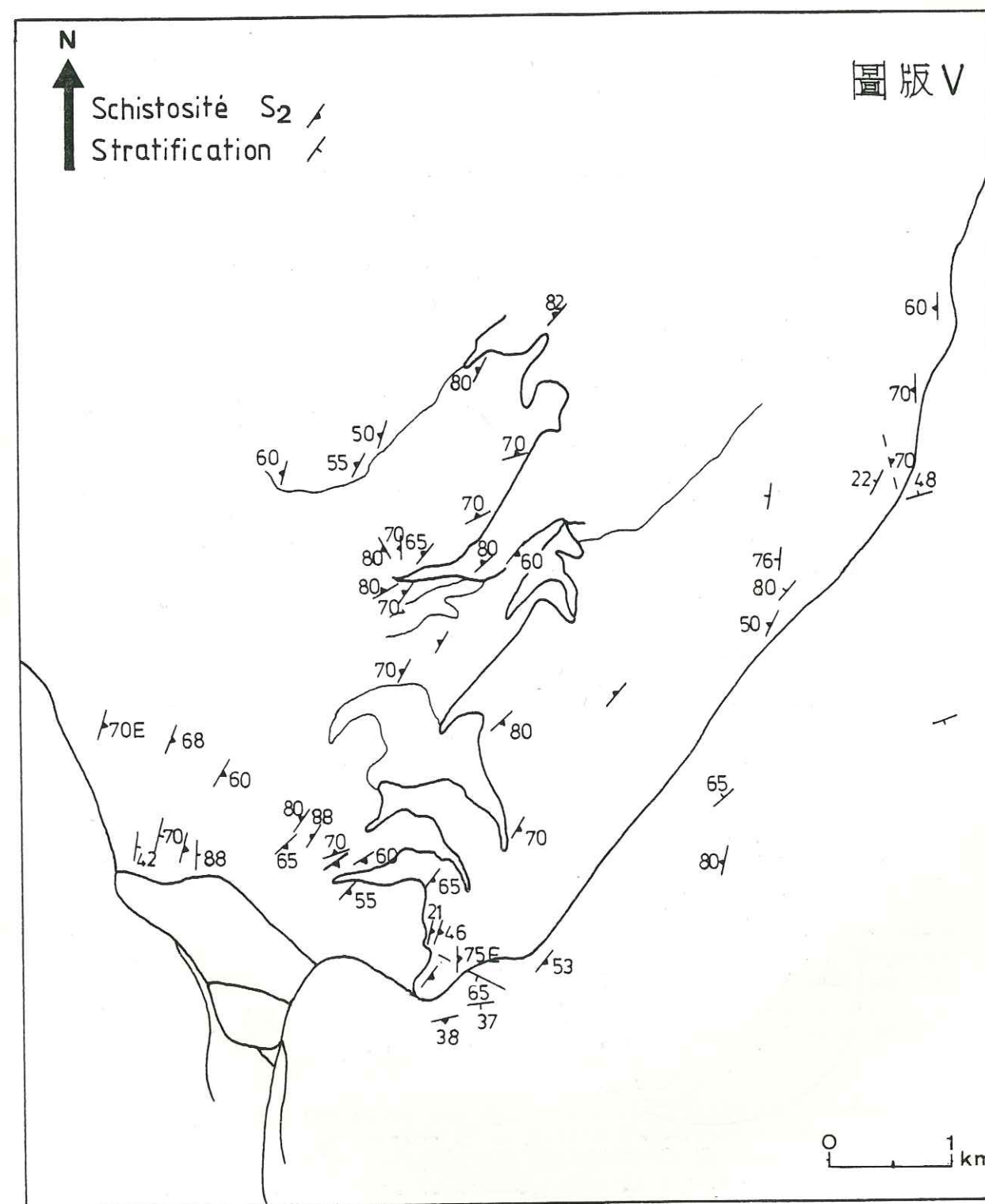


Figure 2.12 : Distribution des surfaces axiales des plis P2 dans la région de Moûtiers.

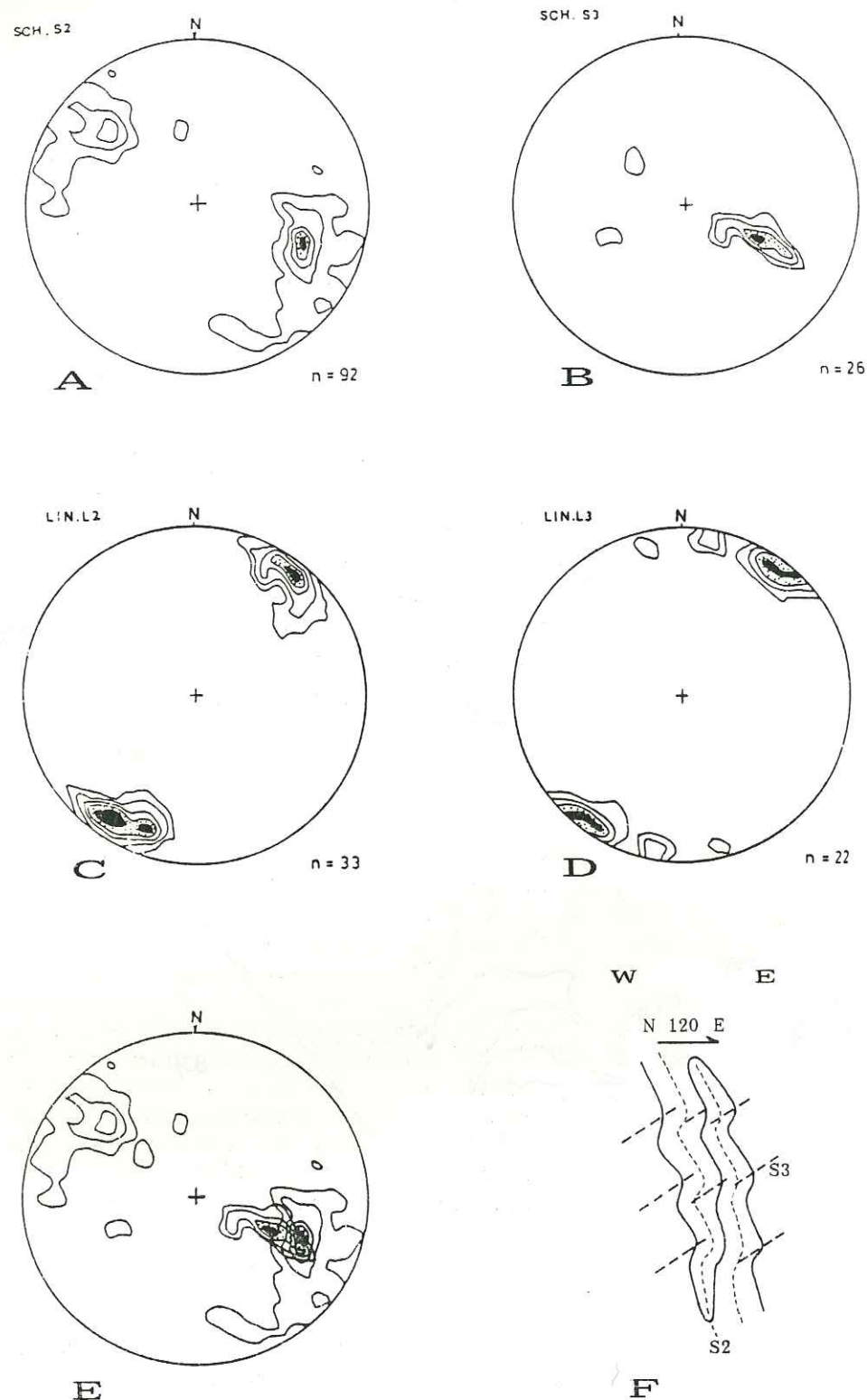


Figure 2.13 : A. Diagramme de contours de pôles de plan axial de plis P2. Intervalle des contours : 3-6-9-12%.
 B. Diagramme de contours de pôles de plan axial de plis P3. Intervalle des contours : 5-10-15-20%.
 C. Diagramme des contours de pôles des axes de plis P2. Intervalle de contours : 4-8-12-16%.
 D. Diagramme de contours des pôles des axes de plis P3. Intervalle des contours : 6-10-14-18%.
 E. Diagramme de contours de pôles de plan axial des plis P2 et P3 (A + B).
 F. Schéma interprétatif du cisaillement induit au cours de la phase III. (sans échelle).

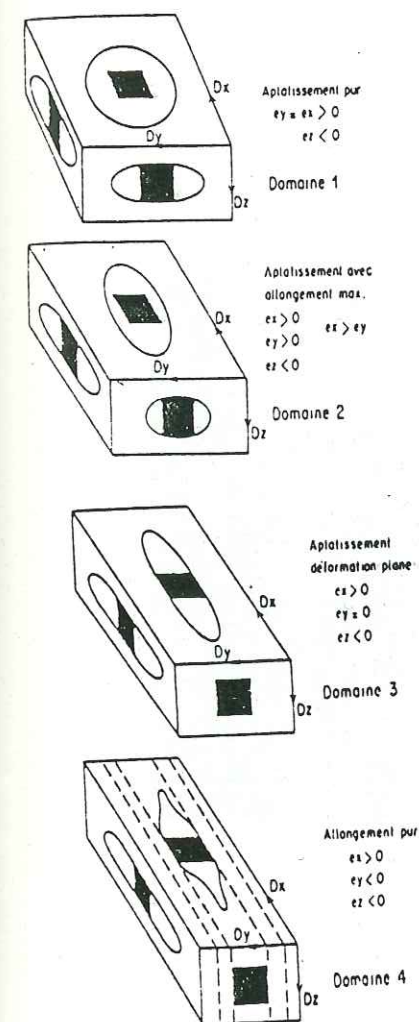


Figure 2.14 : Relation entre les différents types de déformation et la forme des zones abritées (en noir, l'objet anté-tectonique représenté par une section carrée). (d'après P. Choukroune, 1971).

La présence de cristaux de pyrite, d'albite et de tourmaline anté-schisteux dans les flyschs de Moûtiers ("Zone de Hautecour des auteurs") a en effet permis le développement de telles zones abritées.

L'observation de lames minces taillées parallèlement aux directions principales de la distortion finie permet d'établir les caractéristiques suivantes en ce qui concerne le type de l'ellipsoïde de déformation dans le flysch de Moûtiers.

. Section XZ (Planche II.2a et planche II.3).

Selon cette section nous observons :

- des zones abritées très développées dont l'axe d'allongement est parallèle à la trace du plan de schistosité matérialisée par l'alignement de minéraux phylliteux ;
- une forme statistiquement symétrique avec sigmoïde de ces zones abritées apparaît isolément, notamment aux abords ou l'intérieur de lithologies compétentes ;
- pour les échantillons provenant plus spécialement de charnières de plis, les zones abritées sont soulignées par des bandes de dissolutions symétriques alors que ces bandes de dissolutions sont absentes ou rares pour les échantillons provenant de flancs de plis.

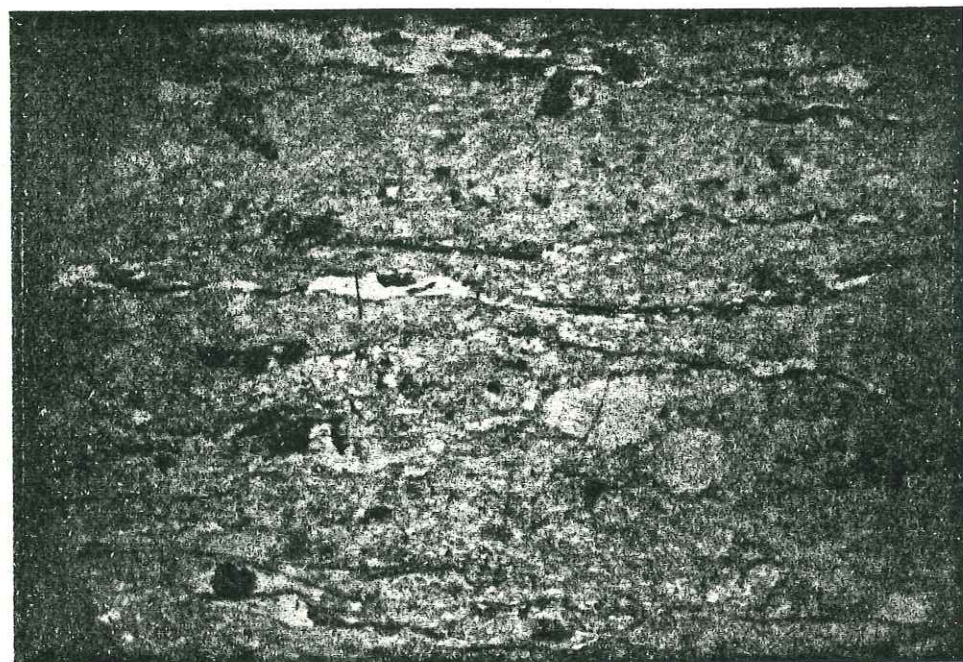
. Section YZ (figure 2.14, Planche II.2b).

Selon cette section aucune zone abritée n'est décelable pour des échantillons provenant de flancs de structures, quelle que soit la compétence du niveau échantillonné. Par contre, au niveau des charnières, mais uniquement dans un matériel compétent, des cristallisations en zones abritées selon la direction Y sont observables.

Il est à remarquer que dans cette section la schistosité est moins bien exprimée qu'en section XZ et que la dispersion directionnelle des minéraux phylliteux ne présente pas une symétrie de plan axial comme dans le cas d'une crénulation. Cependant, dans le flysch de Moûtiers, la plupart des zones abritées se sont développées pendant les déformations de phase II ; elles sont à leur tour déformées par les plis de phase III, on peut donc observer des zones abritées déformées par les plis P3 (planche II.2b).

0 2 mm

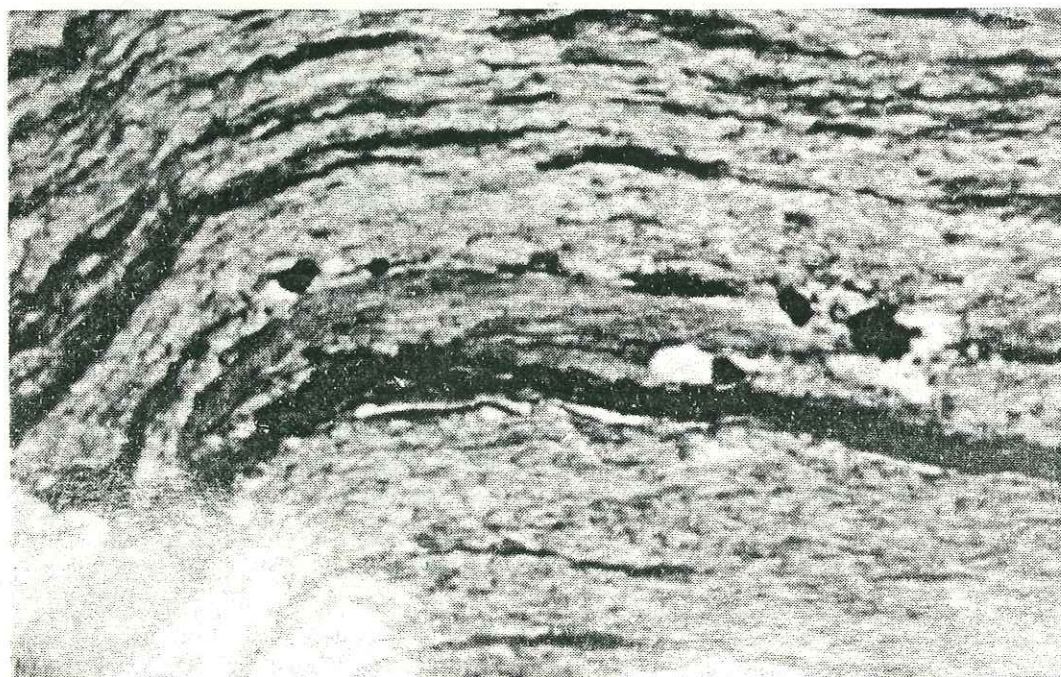
N40°E



a : Section XZ d'un échantillon de flysch de Moûtiers montrant de belles zones abritées.

0 2.5 mm

N130°



b : Section YZ d'un échantillon du flysch de Moûtiers. Elle montre les zones abritées et le clivage de crénulation lié au pli P3 (qui a déformé les zones abritées).

6°/- Les fractures d'extension :

La reconstitution de l'évolution de la déformation progressive est réalisable en partie grâce à l'examen du remplissage des fractures d'extension (J.G. Ramsay, 1984). Ces fentes qui s'ouvrent et se propagent pendant le développement d'une déformation finie majeure, permettent en effet de déterminer la séquence générale des changements au cours d'une déformation et d'évaluer numériquement la valeur de l'extension incrémentale principale dans les différentes directions.

a- Rappels sur ces fractures d'extension.

- La figure 2.15 montre les effets généraux de l'ouverture, de la propagation et du remplissage de fentes d'extension actives au cours d'une déformation progressive dont la direction de déformation incrémentale ne change pas. Les trois étapes de développement de la géométrie des filons sont reconstituées en A, B et C. On remarque :

1. que la direction d'étirement maximum contrôle la direction de propagation des extrémités des fentes d'extension. Un changement de cette direction d'étirement maximum induit des fentes de forme courbe ;
2. qu'au cours de changements de direction d'étirement se développent des filons nouveaux recoupant et déplaçant les anciens ;

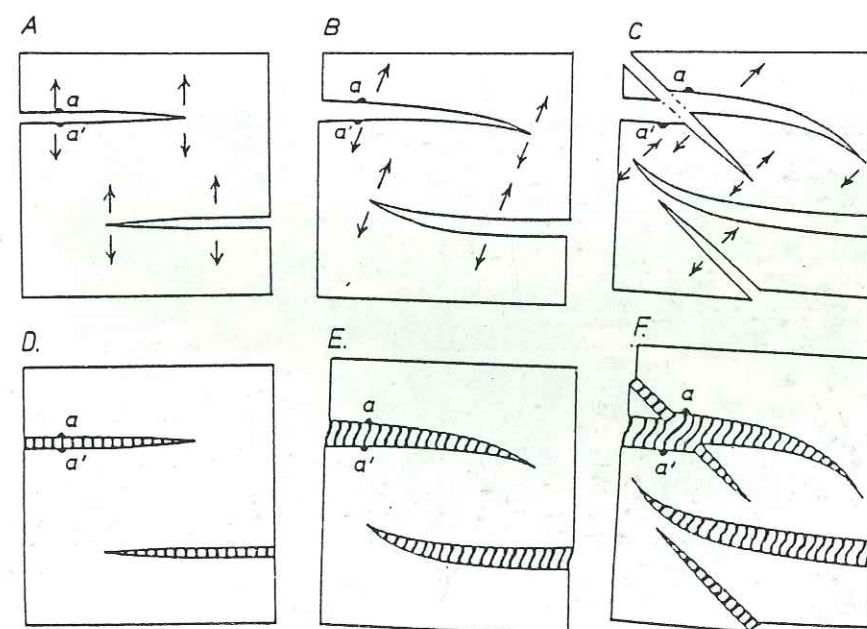
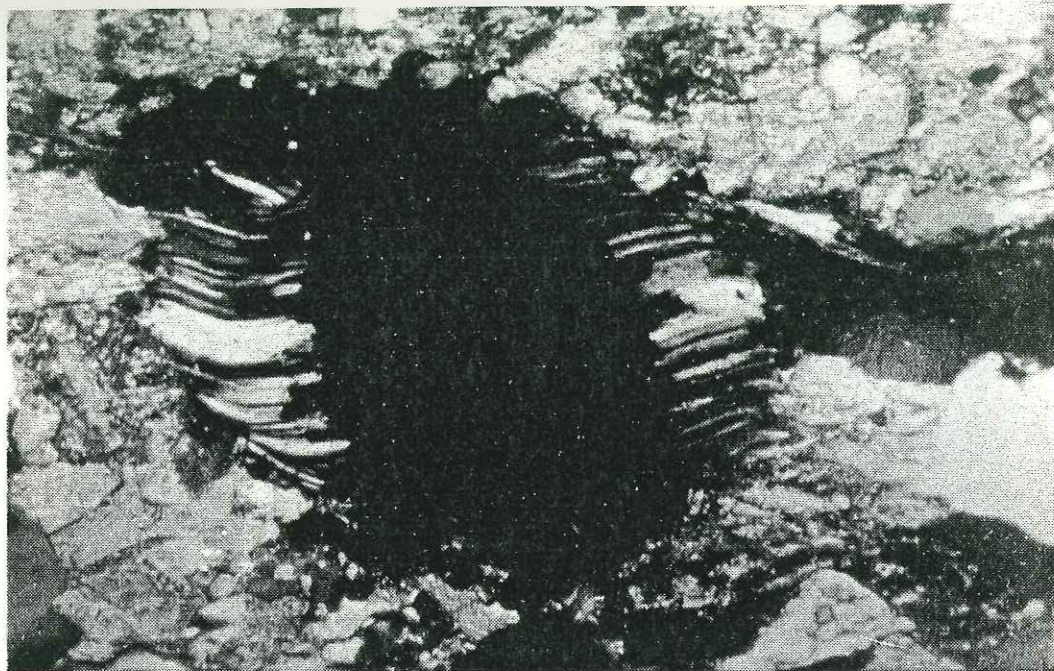


Figure 2.15 : Géométrie des ouvertures progressives des fractures d'extension. Cas des cristaux syntaxiaux (Ramsay, 1984).

0.2mm

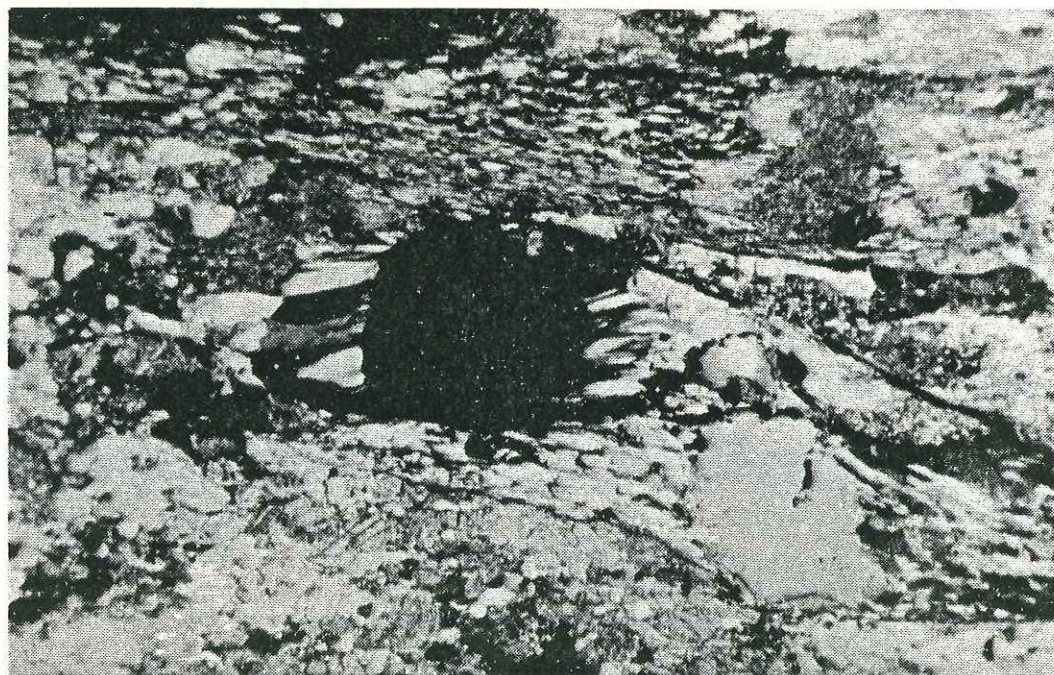
N40°E



a. Zone abritée observable dans un échantillon de flysch calcaire ; le sens de cisaillement est senestre. (section XZ ; pyrite au noyau).

0.5mm

N40°E



b. Deux zones abritées dans la section XZ d'un échantillon de flysch calcaire avec pyrite (antitaxial, cf. Figure 2.13) et albite (syntaxial) au noyau montrent un sens de cisaillement senestre.

3. que le direction de croissance des cristaux fibreux varie avec celle de l'étirement (figure 2.15, D, E et F) et déplacent les filons antérieurs.
4. que les fibres cristallines lient les points des épontes auparavant en contact (a à a').

- Les traits principaux des différents types de filons fibreux.

(1) Filon fibreux à croissance syntaxiale ou centripète (figure 2.16.1).

Il s'agit de croissance de fibres cristallines s'opérant des épontes vers le centre de la veine.

1. les matériaux des épontes et les fibres des veines sont de même nature ; il y a continuité optique et cristallographique.
2. les fibres forment deux ensembles qui se fondent au niveau d'une surface au centre du filon.
3. les fibres sont perpendiculaires aux épontes du filon au niveau de la surface de contact mur-fibre ; elles peuvent perdre cette disposition au centre du filon.
4. Les fibres du filon sont "propres", elles ne renferment pas de particules de cristal solide de nature différente.

(2) Filon fibreux à croissance antiaxiale ou centrifuge (figure 2.16.2).

1. les fibres ont une composition différente de celle des cristaux du mur.
2. les fibres forment des cristaux simples (courbes souvent) allant d'une éponte à l'autre.
3. l'orientation cristallographique de chaque fibre reste constante au travers de la veine (que la fibre soit courbe ou non).
4. au centre de la veine, une ligne médiane sépare les cristaux courbes en deux moitiés plus ou moins symétriques.
5. les fibres sont "sales", elles contiennent souvent des inclusions minérales arrangées en bandes parallèles aux murs du filon.
6. le grand axe des fibres est subperpendiculaire à la surface médiane du filon et devient progressivement moins perpendiculaire au niveau des épontes, si la déformation n'est pas coaxiale ; les traits géométriques sont caractéristiques

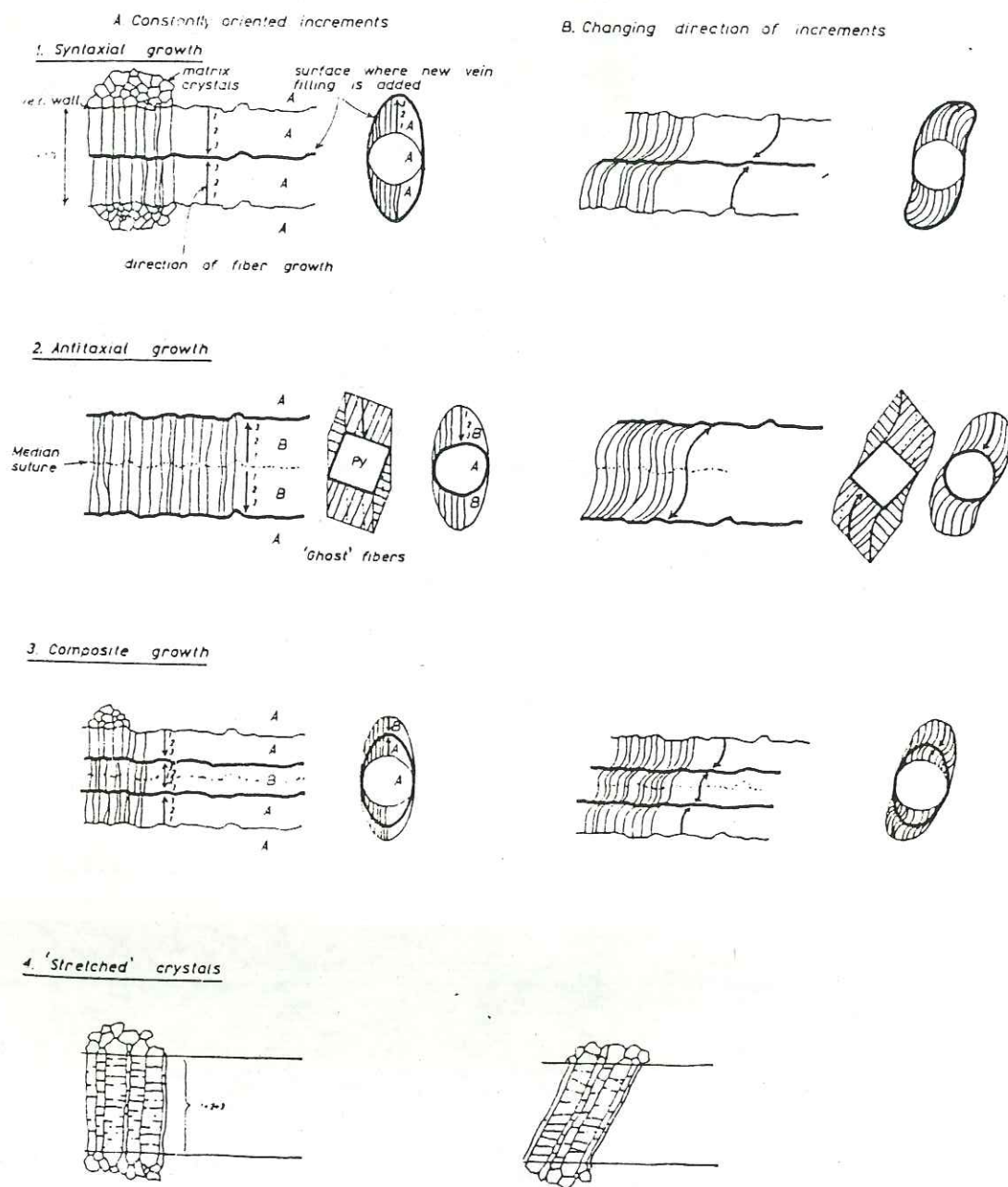


Figure 2.16 : Tableau synoptique montrant les différents types de filons fibreux ainsi que la structure des zones abritées.

A: dans le cas d'une élongation incrémentale, principale invariante ; B: dans le cas contraire. La nature des cristaux est indiquée à l'aide des lettres A, B et Py (Cube de Pyrite). Les flèches indiquent la direction de croissance progressive des fibres et les numéros 1, 2 et 3 représentent les stades de développement de chaque minéral. Les lignes en pointillé à l'intérieur des zones abritées, autour des cubes de pyrite, soulignent la direction de l'extension principale incrémentale.

(d'après D.W. Durney et J.G. Ramsay, 1973).

d'une croissance des fibres se faisant du centre de la veine en direction des épontes.

(3) Filon fibreux à croissance composite (figure 2.16.3).

1. les cristaux fibreux forment des groupes de compositions ; au centre les cristaux B sont différents des cristaux A, se développant le long des épontes.
2. les cristaux A, de bordure de la veine, ont la même composition que ceux des épontes et sont en continuité optique et cristallographique.
3. les deux groupes de cristaux possèdent les caractéristiques géométriques, pour les uns, de la croissance syntaxiale (cristaux A) et pour les autres de la croissance antiaxiale (cristaux B) ; cette géométrie est expliquée comme le résultat de la croissance simultanée de deux groupes de fibres de composition distincte sur deux surfaces situées aux contacts des deux groupes de cristaux dans la veine.

(4) Filon fibreux à cristaux étirés (figure 2.16.4).

1. les matériaux des épontes et les fibres des veines sont de même composition ; il y a continuité optique et cristallographique.
2. les cristaux fibreux sont cristallographiquement simples et lient une éponte à l'autre.
3. les cristaux fibreux sont traversés par des fractures partiellement occupées par des inclusions fluides. Ces fractures peuvent "traverser" des fibres voisines sans s'interrompre.
4. les contacts entre deux fibres voisines peuvent être en "dents de scie". Ces dents qui s'engrennent ont des dimensions comprises entre 20 et 80 microns.

Les formes en dents de scie peuvent être corrélées avec la position des inclusions fluides.

Il semble que la croissance de ces fibres soit liée à des fentes localisées, ouvertes ; les filons fibreux de ce type ont une importance moindre que les types A, B et C, pour la détermination de l'évolution de l'extension au cours d'une déformation progressive.

b- Mesure de la déformation incrémentale dans le flysch de la région de Moûtiers.

- Méthode de mesure.

A partir de l'étude de la géométrie d'un filon ainsi que des changements de direction des cristaux fibreux de ce filon, on peut retracer l'évolution de l'orientation des axes principaux de l'extension incrémentale. De même, partant des proportions des longueurs de fibres de directions différentes, il est possible d'évaluer approximativement les valeurs de l'extension incrémentale principale. Ces évaluations peuvent être faites souvent directement sur le terrain.

On reconnaît tout d'abord le type de fibre, puis on le mesure. La longueur totale d'une fibre (Σl) est subdivisée en sub-longueurs suivant un intervalle d'orientation choisi ($a+b/2$). Et l'on peut connaître l'extension incrémentale en reportant sur un graphique l'équation $e_i = \Sigma \delta l / \Sigma l$ (figure 2.17.c).

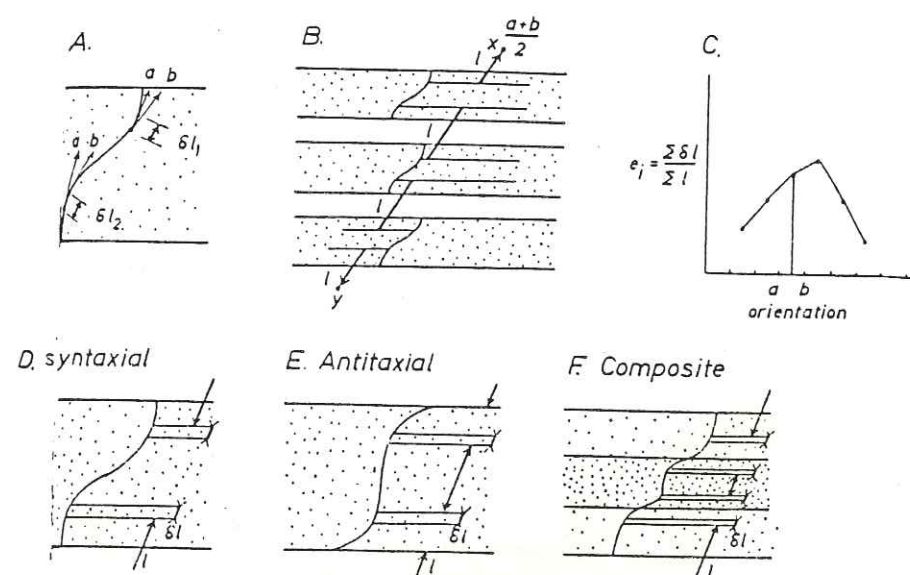


Figure 2.17 : Techniques de mesures des longueurs incrémentales et détermination de l'extension incrémentale.
(in Ramsay, 1984).

c- Résultats sur le flysch de Moûtiers.

Les fractures d'extension utilisées accompagnent ou suivent immédiatement la dernière phase de plissement. Elles sont très développées et permettent ainsi de mesurer facilement l'extension incrémentale.

La planche II.4a et b représente un échantillon de schiste calcaire dans lequel les fractures 1 et 2 sont conjuguées ; 1 indique un mouvement sénestre alors que 2 est dextre. L'échantillon étant orienté, on peut ainsi retrouver la direction de contraction Z qui est voisine de N125 Est. On note également que les filons 3, 4, 5, sont des fentes en échelon dextres, qui sont déformées "en rotation" horaire d'environ 30 degrés. Cette déformation en cisaillement syn ou post croissance des filons vaut $\tan 30$ ou 0,577. La déformation d'étirement principal (selon les mesures effectuées d'après la méthode décrite ci-dessus) est donc voisine de 42%.

Ce type de fractures d'extension est très répandu dans le flysch de Tarentaise du secteur étudié, surtout dans la zone de Hautecour ; la déformation d'étirement principal (X) varie entre 40 et 45%.

L'examen au microscope des fractures d'extension (planche II.5a et b) montre que la croissance des fibres est de type composite. La veine de la planche II.5a comporte des calcites en cristaux simples au centre et des quartz sur les bordures. Des inclusions de micas, identiques à ceux des épontes soulignent la ligne médiane. La veine de la planche II.5b affecte un galet de conglomérat du flysch et reste aussi de type composite, le quartz est ici au milieu et la calcite sur les bordures.

B- Le métamorphisme.

Un métamorphisme de type "schistes verts" est présent sur toute la région de Moûtiers étudiée. Les recrystallisations de calcite et de quartz, d'albite, de séricite, de chlorites oblitèrent les faciès pétrographiques primaires.

La paragenèse commune des schistes calcaires du flysch est :
calcite + quartz + chlorite + micas blancs + albite.

La "pauvreté" en minéraux propice à la réalisation d'une étude détaillée du métamorphisme nous limite à la description suivante (figure 2.18).

1. la calcite est présente dans la plupart des termes de la série du Permien au flysch de cette région ; elle recrystallise à chaque épisode tectonique synschisteux.

2. le quartz : le quartz détritique est présent depuis les séries houillères jusqu'au flysch inclus. Il est sous forme de grains fins dispersés dans une matrice calcaire ou schisteuse, en grosses amandes dans les quartzites du Permo-Trias ou formant les quartzites massifs du Werfénien. Son comportement sera différent face aux contraintes tectoniques en fonction de la matrice et de la taille des grains (J.C. Lancelot, 1979) :

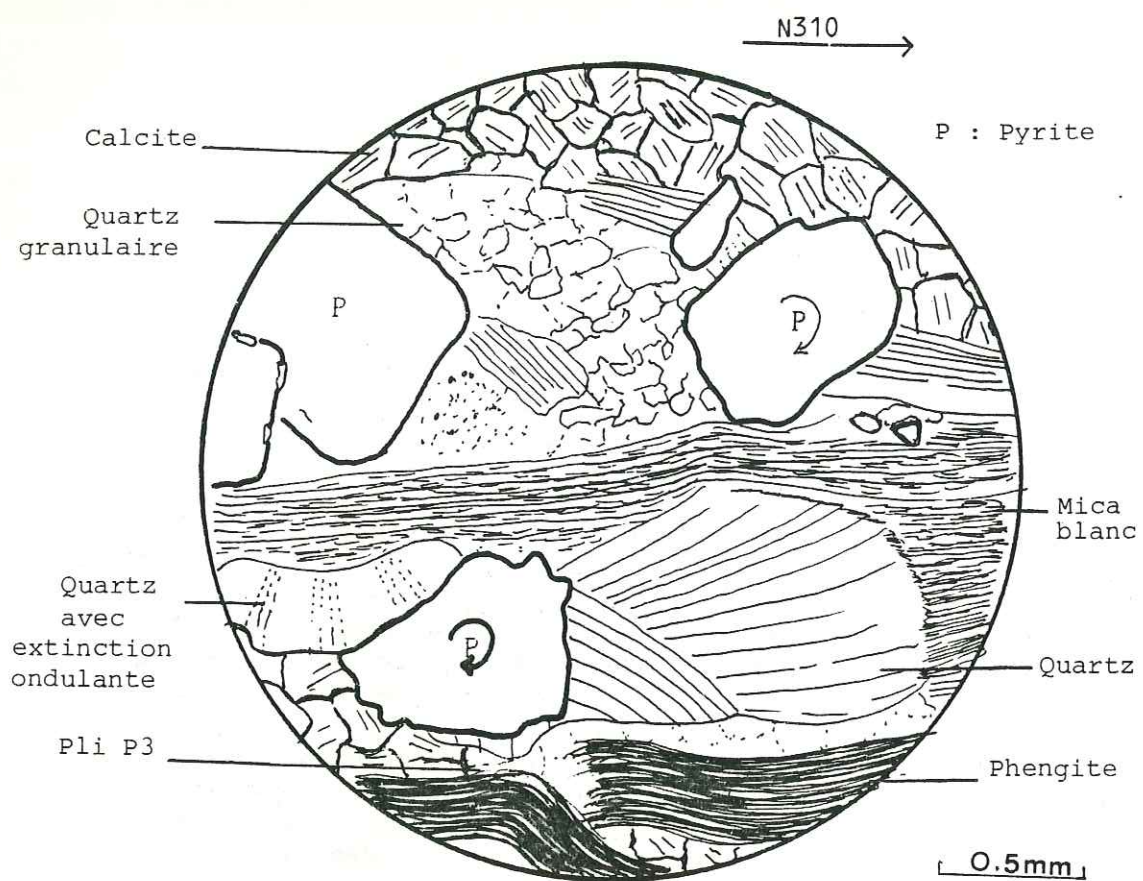


Figure 2.18 Une section YZ perpendiculaire à l'axe d'un pli P2 du flysch de Moûtiers montre que la direction de cisaillement est à sens horaire.

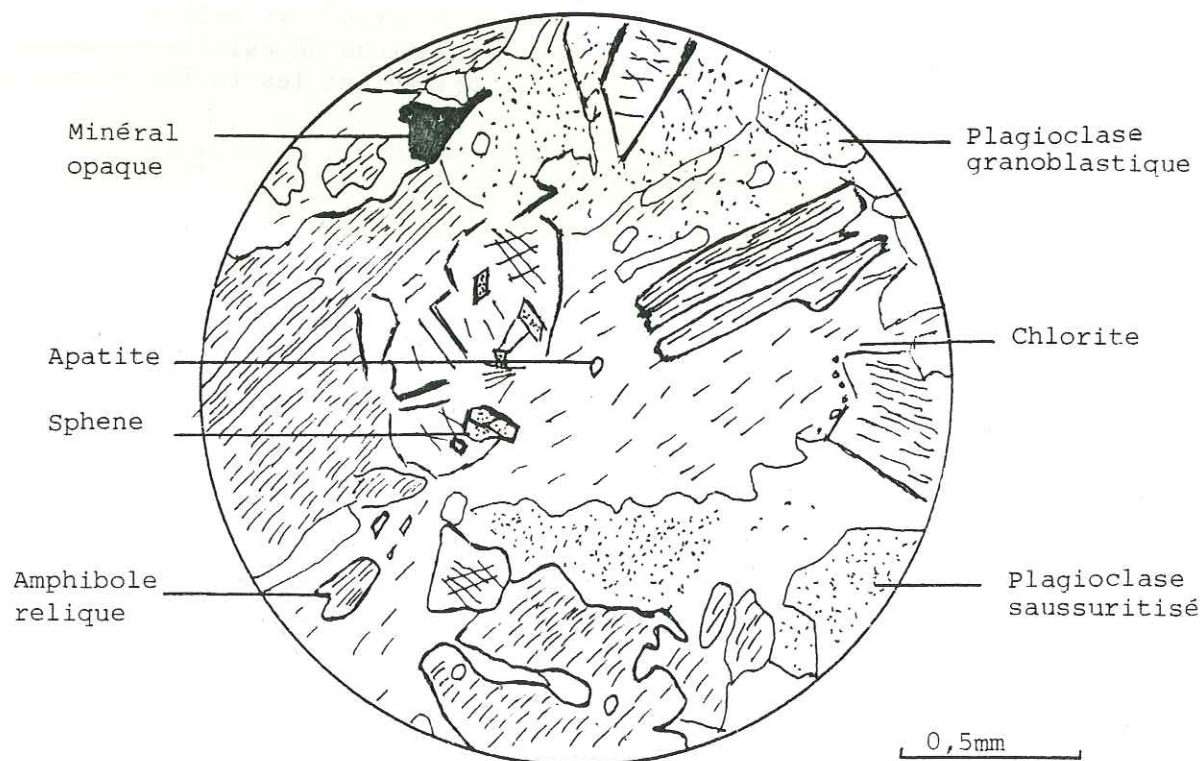
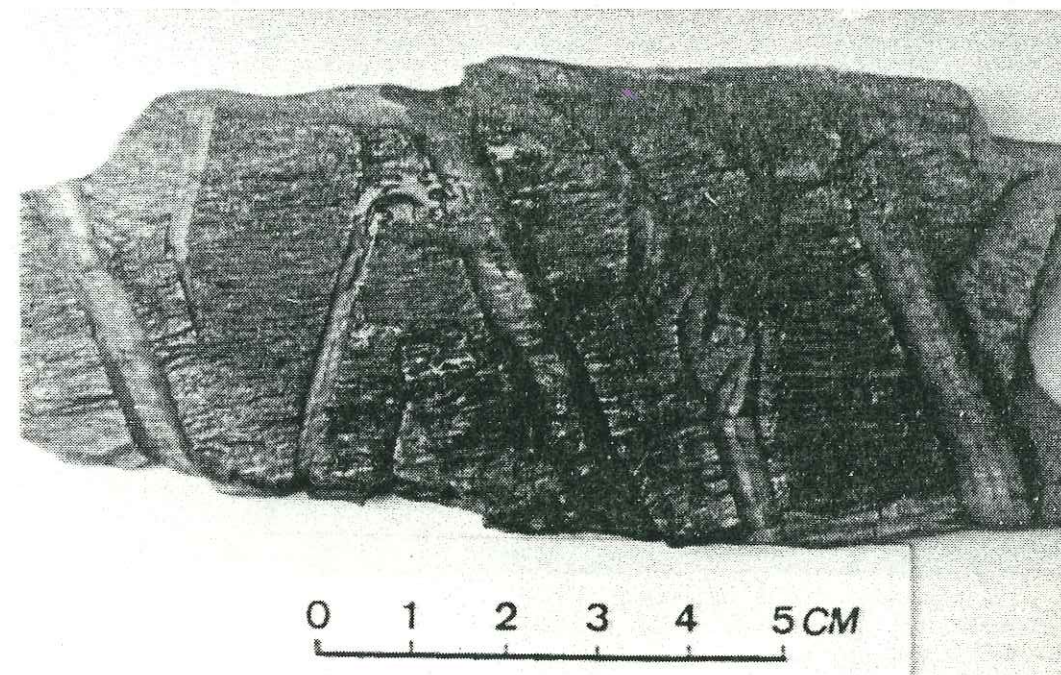
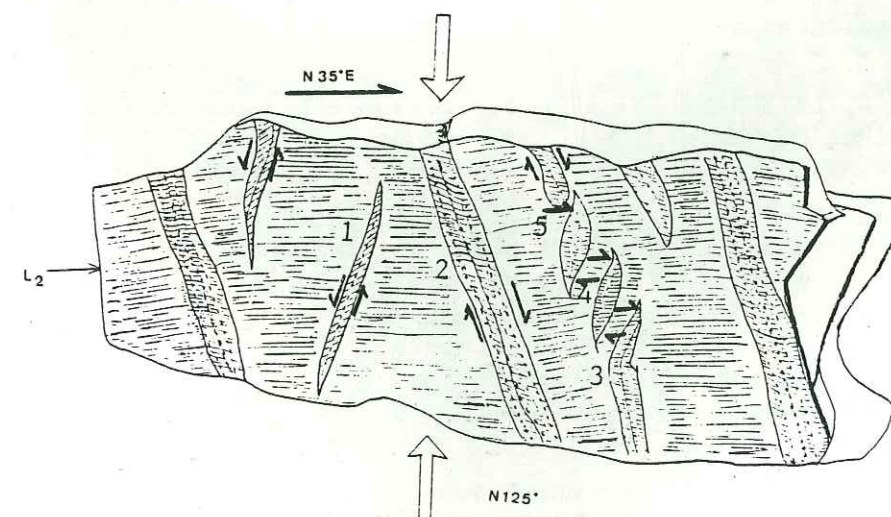


Figure 2.19 Amphibolite avec texture porphyroblastique ("cristallin de Hautecour").

Planche II.4



a. Echantillon de schiste calcaire qui montre des filons d'extension.



b. Schéma de l'échantillon II 4a, les flèches montrent les directions de mouvements.

- grains < 1mm : les petits grains dispersés dans une matrice sont peu touchés par les déformations (effet de matrice) ; il est donc difficile de dire s'ils ont ou non recristallisés. Dans les quartzites Werféniens, les grains semblent avoir recristallisé lors de la phase I, voire de la phase II, avec léger aplatissement marquant la schistosité S2. La schistosité S3 s'exprime de manière fruste par des fractures, donc sans recristallisation de quartz.

- grains moyens : 1mm < taille < 1cm : ces grains ont tendance à se briser lors de la phase II, avec un faible arrangement marquant la schistosité S2. La schistosité S3 s'exprime toujours par des fractures.

- gros grains : taille > 1cm : les quartz détritiques en amande du Permo-Trias montrent des cristallisations orientées ("fabriques de quartz") malheureusement inexploitable car elles sont anté-alpines ; le métamorphisme alpin dans notre région n'est pas assez fort pour effacer ces orientations à l'intérieur des amandes.

La phase II s'y exprime cependant fort bien, et forme des bandes de cisaillement créant des sous-grains qui marquent la schistosité S2, souvent associées à des bandes de pliage (figure 2.18).

3. Les micas blancs.

- Phase I : ce sont les minéraux soulignant le mieux la schistosité S1 ; ils sont presque partout parallèles au microlitage stratigraphique.

- Phase II : des micas de phase II, plus gros, apparaissent parfois dans les décollements créés par la schistosité S2, notamment lorsque la S2 transpose la S1, ainsi que dans les fentes de tronçonnement syn à post phase II. Ils ont, en général, une orientation préférentielle marquée.

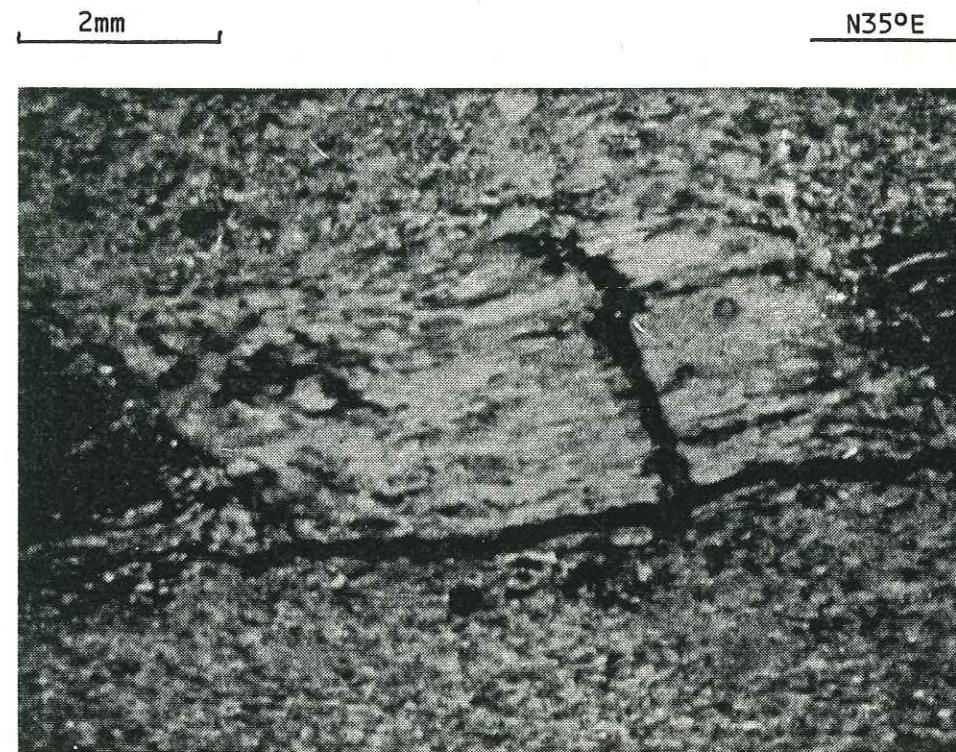
- Phase III : de rares petits micas blancs peuvent se trouver le long des surfaces S3.

4. La chlorite : elle est présente partout et étroitement associée aux micas blancs.

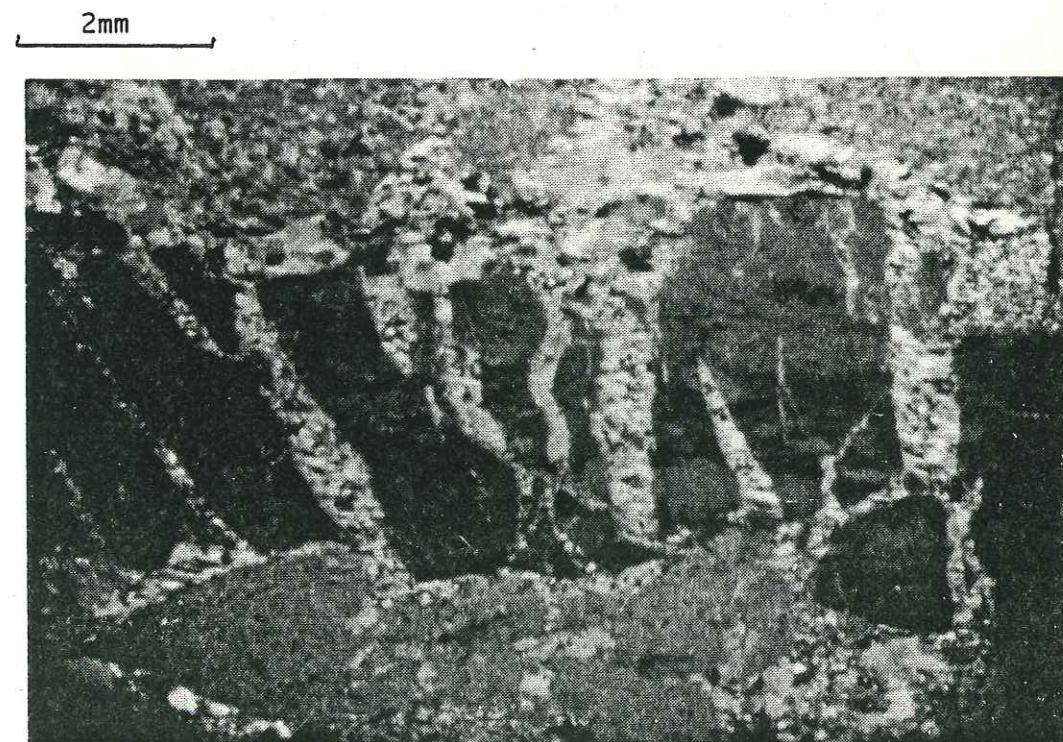
5. L'albite : la plupart des albites sont en petits cristaux ; quelques gros cristaux au coeur de zones abritées dans le flysch peuvent être attribués à la phase I. Ces gros cristaux sont traversés de néoformations de micas blancs de phase II marquant la schistosité S2 : on peut donc les admettre comme post phase I, anté phase II. Les petits cristaux d'albite montrent aussi parfois des inclusions de phase I, mais semblent pour la plupart recristalliser lors de la phase II.

6. L'amphibole : omniprésente dans les amphibolites du cristallin.

7. Tourmaline, sphène, apatite : d'origine détritique, ils se comportent comme des objets anté-tectoniques et sont fracturés et tronçonnés (figure 2.19).



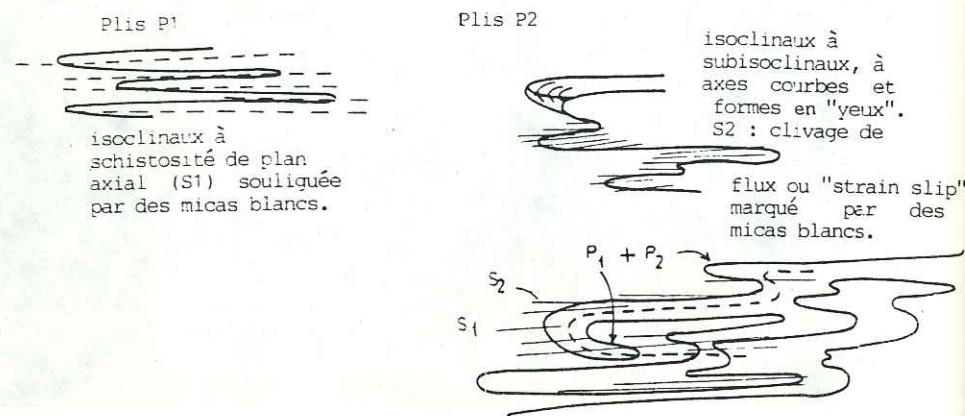
a : Filon d'extension de type composite dans un échantillon de schiste carbonaté du flysch, avec calcite au milieu, quartz aux bordures, et fibre "esprit" de mica blanc (Ghost fiber) sur la ligne médiane.



b : Filon d'extension de type composite dans un échantillon de flysch conglomératique de Moûtiers avec quartz au milieu et calcite sur les bordures.

Tableau A : Tableau synoptique des déformations des terrains du Flysch de Tarentaise (d'âge crétacé supérieur à nummulitique) de la région de Moûtiers.

1) Analyse des meso et des microstructures



figures d'interférence de plis de type 3 (Ramsay 1962).

2) Schistosités et linéation.

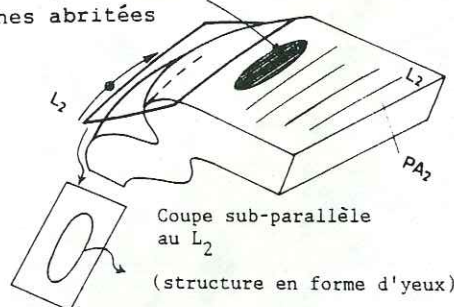
L' : direction déduite du phénomène d'interférence P1-P2

Plans axiaux P2:

L2: axes des plis P2

$N15^\circ < L2 < N45^\circ$
 $\approx N38^\circ$

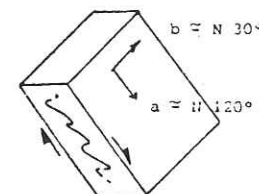
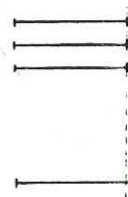
allongement des zones abritées



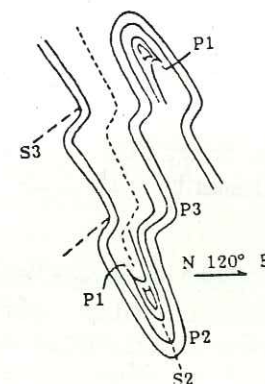
3) Type d'ellipsoïde de déformation, (forme des zones abritées et filons d'extension.)

4) Métamorphisme

Apatite
Sphène
Tourmaline
Micas blancs
Albite
Amphibole
Calcite
Quartz



P1 + P2 + P3



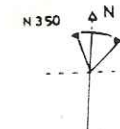
plis P3, ouverts, dissymétriques et coniques avec clivage de crénulation (S3).

Déformation progressive

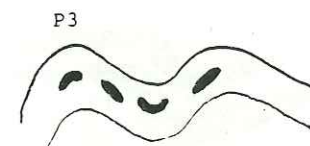
plans axiaux P3:

38 / 30

L3=axes de plis P3



Déformation des zones abritées de phase (2)



Contraction voisine de N 125° Est

Fractures d'extension. Croissance progressive de fibres composites dans des fractures conjuguées.

Fracturation Sub-méridiennes à stries décrochantes (N 0° à N 30° - N 50°) générale à la région de Moûtiers,

Sans doute deux mouvements successifs, dextre et senestre, liés à deux champs de contrainte différents (NE-SW puis SE-NW)?

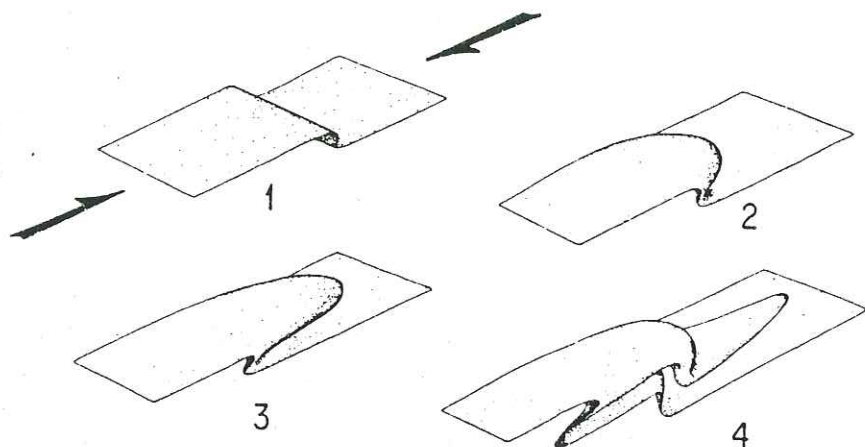


Figure 2.20 - Schéma évolutif de la formation des plis en fourreau dans les zones de cisaillement intense. (d'après Brun et Choukroune, 1981)

1 : apparition des plis - 2 et 3 : développement des formes en fourreau - 4 : apparition de nouveaux plis déformant les fourreaux précédemment apparus (d'après H. Quinquis et al, 1978; H. Quinquis, 1980). Ce type de plis peut se développer par simple amplification cinématique d'irrégularités initiales de couches (P.R. Cobbold et H. Quinquis, 1980).

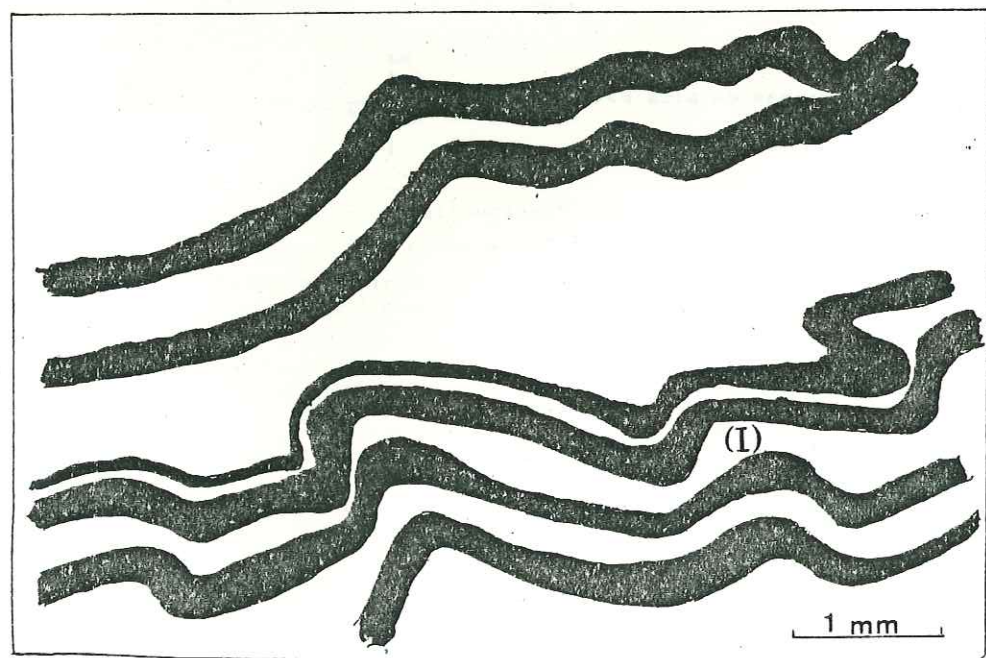


Figure 2.21 Les couches de micas (en noir) dans une lame mince de flysch de Moûtiers, montrent les plis de flambage et le phénomène d'interférence (I).

C- Commentaires.

Récemment, le développement de la théorie de la déformation progressive (J. Dixon, 1976 ; P.R. Cobbold, 1976 ; H. Quinquis et al., 1978 ; Gratier et Vialon, 1980 ; D. Berthé et J.P. Brun, 1980 ; H. Helmstaed et J. Dixon, 1980 ; J.P. Brun et P. Choukroune, 1981) a donné une bonne explication pour les plissements polyphasés.

La figure 2.20 adaptée du travail récent de J.P. Brun et P. Choukroune (1981), montre qu'une succession de plis peut se former dans une zone de cisaillement dans des conditions de déformation progressive. Dans une zone de cisaillement, où le matériel est homogène, les plis de cisaillement sont formés pendant la déformation. Cependant quand les matériaux sont hétérogènes, c'est-à-dire lorsque les couches présentent différentes viscosités, il est possible de former des plis de flambage et de voir apparaître des phénomènes d'interférence de pli (figure 2.21).

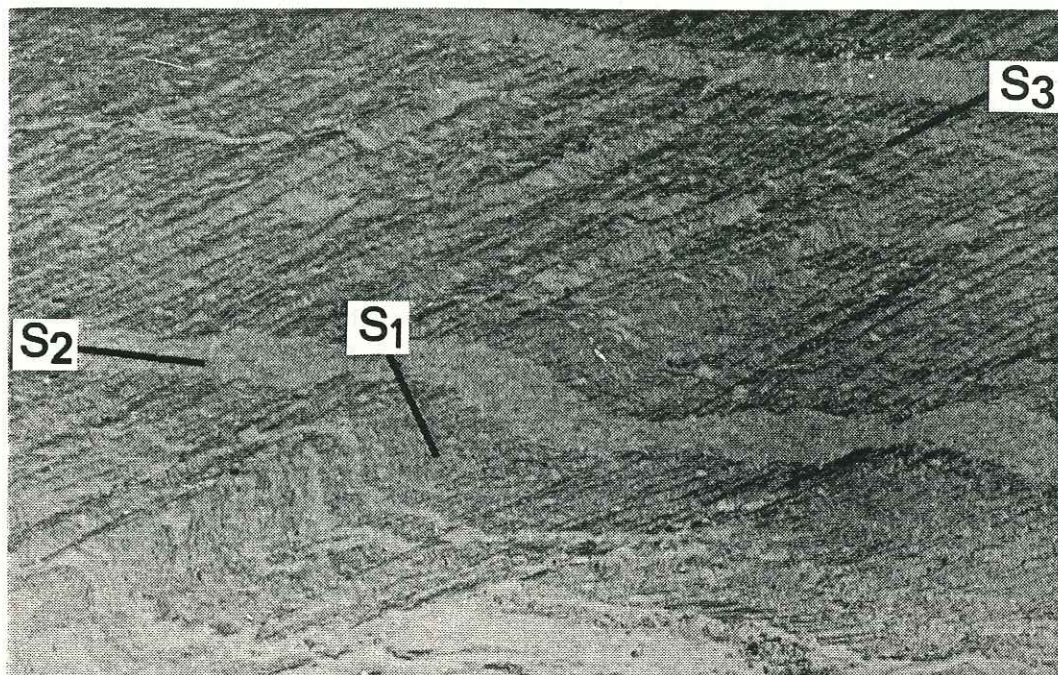
D'après l'analyse des failles de la région de Mont Jovet la contrainte maximum (voir chapitre III) est de direction N120 ; si cette direction est aussi valable pour la région de Moûtiers, elle s'accorde bien avec la direction maximum de linéation L2 (et L3) (proche de N30) qui correspond à la direction X de l'ellipsoïde de déformations de cette région.

D- Conclusions.

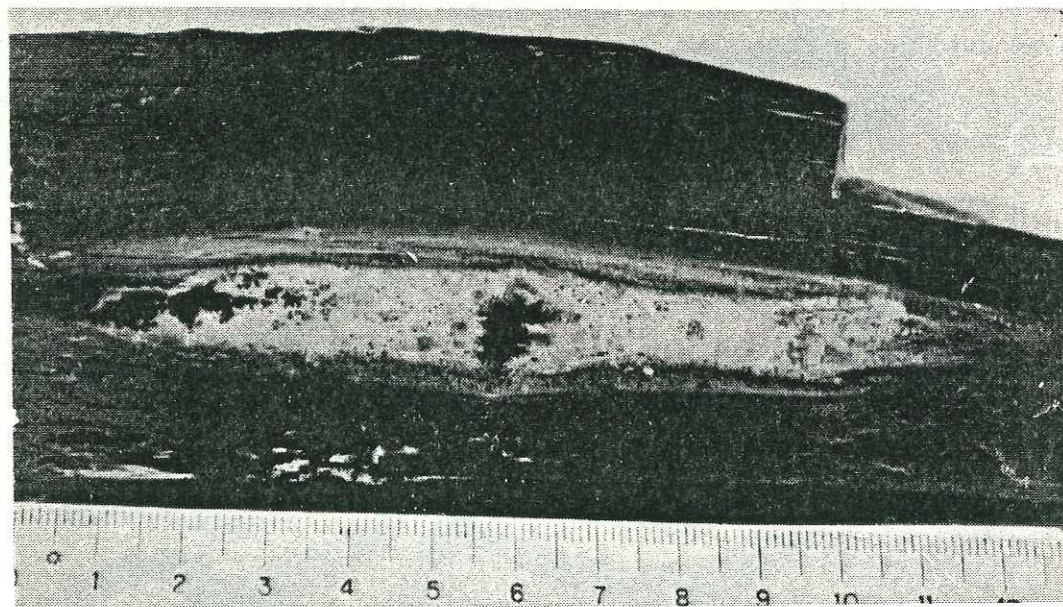
Le tableau synoptique A résume la totalité des mesures effectuées sur le flysch. On peut rappeler :

- l'existence de trois phases de plissements synschisteux mises en évidence par l'étude des figures d'interférence de plis ;
- le caractère progressif de la déformation, en régime de cisaillement, de la phase (2) à la phase (3) ;
- la mise en évidence de plans de décrochements tardifs reprenant les plans de schistosité.

Compte-tenu de l'âge du flysch, non déterminé directement, ces structures sont postérieures au Crétacé supérieur et vraisemblablement post-nummulitique (J.C. Lancelot, 1979).



a : Trois phases de foliations dans une lame mince des schistes verts et violets.



b : Un point de réduction (?) dans les schistes verts et violets. La partie centrale, claire de forme elliptique, est colorée en vert, tandis que la matrice est pourpre, violette ou rouge. Il s'agit là d'une figure liée à la réduction localisée des composants ferriques de la roche.

III. LES DEFORMATIONS SYNCHISTEUSES DES SCHISTES VERTS ET VIOLETS DU PERMIEN.

Les niveaux examinés sont bien développés dans la partie occidentale du secteur étudié. Ils forment de larges affleurements bordant notamment la "bande cristalline occidentale" de Hautecour à laquelle ils sont d'ailleurs stratigraphiquement liés (cf. chapitre II.1).

Ils n'ont jamais été datés directement, mais du fait de leur position stratigraphique, E. Roch les rapporte au Permien dès 1926. Ils s'apparentent directement aux "schistes dits de la Bagnaz" également attribués au Permien par R. Barbier pour les mêmes raisons (1943, 1948) et plus récemment, par P. Antoine et coll. (1972).

A. L'ANALYSE DES MICRO ET DES MESO-STRUCTURES.

Dans ces schistes verts et violets, les structures observées se rattachent à trois phases de plissement distinctes (planche II.6).

1°/- Les structures de phase 1.

Les plis P1 de forme isoclinale peuvent parfois être étudiés directement dans les flancs de plis serrés de phase 2 (figure 2.23). On les repère également à partir des figures d'interférence qu'ils produisent avec les plis P2. Les plans axiaux P1 sont soulignés par une schistosité formée de bandes de ségrégation de quartz et de micas blancs (planche II.6a).

2°/- Les structures de phase 2.

Il s'agit de plis isoclinaux à sub-isoclinaux (figures 2.22 et 2.23) qui déforment et plissent les foliations S1 (figure 2.23). Avec les plis P1 ils produisent des figures d'interférence de type 3 (J.G. Ramsay, 1962). Les phénomènes d'étirement, le long des plans de plis et parallèlement aux axes P2, sont évidents et fréquents. Enfin, la schistosité S2 est bien marquée par les micas blancs.

3°/- Les structures de phase 3.

Elles sont bien représentées par des plis (P3) dissymétriques, associés à un net clivage de crénulation (figure 2.23 et planche II.6a) qui déforment les foliations anciennes S1 et S2. Localement, le long des plans axiaux de ces plis se développe le phénomène de "strain slip". Les mesures comparatives des plans axiaux et des axes de plis P2 et P3 (figure 2.24 A, B, C, D) révèlent, d'une part, une orientation préférentielle commune des axes vers N40° et, d'autre part, un pendage plus faible des plans axiaux des plis P3.

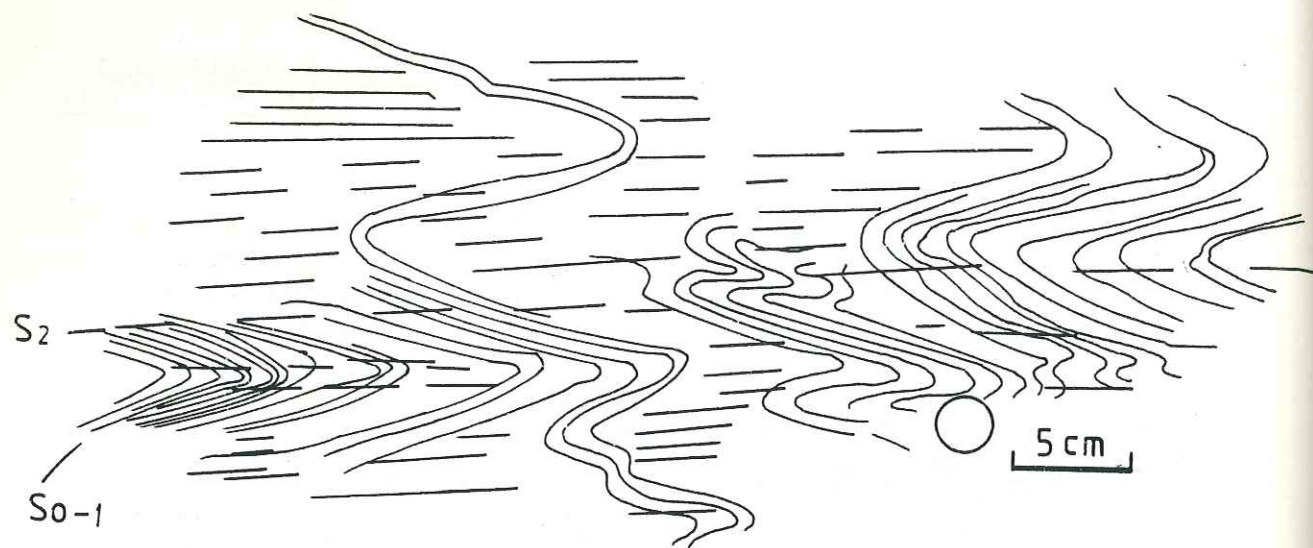


Figure 2.22 Plis serrés de phase II bien développés dans les schistes verts et violets affleurant près de Gregny.

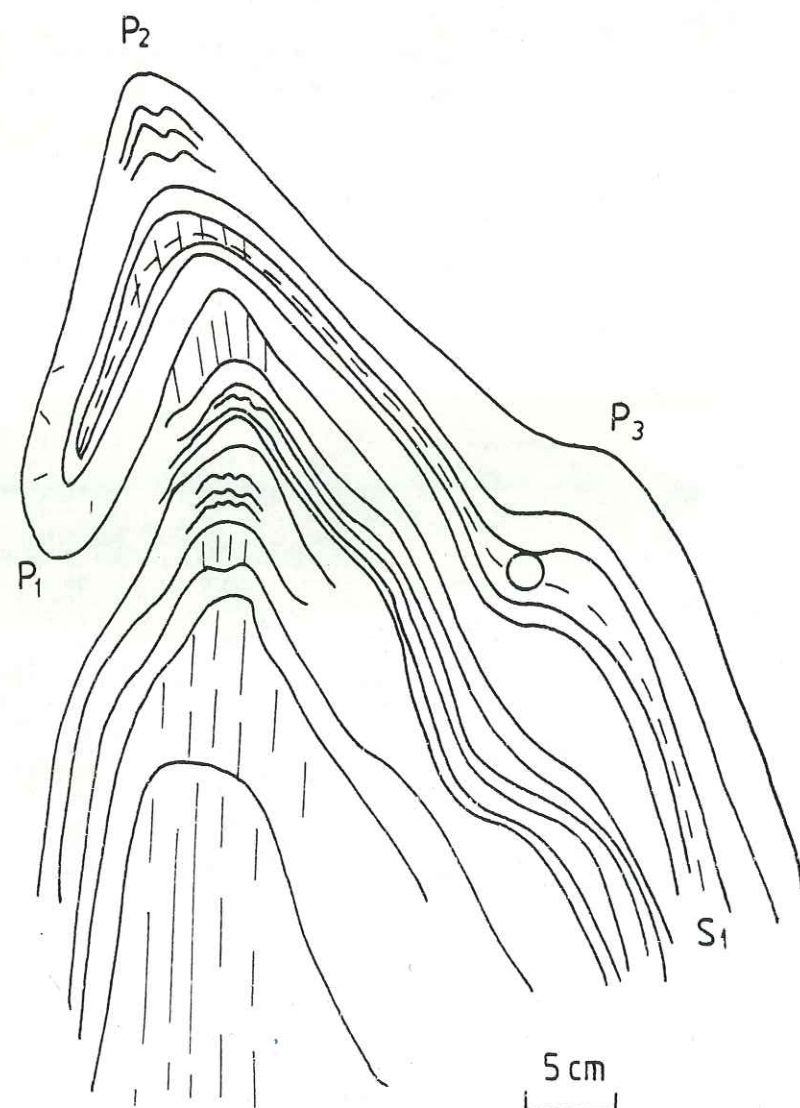


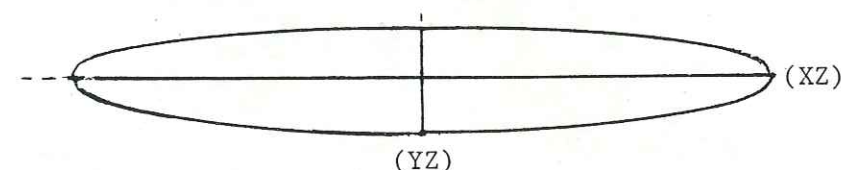
Figure 2.23 Figures d'interférence de trois phases de pli dans les schistes verts et violets du Permien. (Plan Villard).

B. DETERMINATION DE LA DEFORMATION HOMOGENE FINIE.

Le matériel analysé est représenté par ce qui semble être des points de réduction d'une part, ainsi que par des niveaux conglomératiques riches en galets ou nodules calcaro-siliceux, d'autre part. Ces derniers présentent des formes parfaitement ovales en sections. C'est à partir de ces deux types d'objets que l'on peut tenter de définir successivement l'ellipse et l'ellipsoïde de déformation.

1°/- L'ellipse de déformation :

L'analyse des points de réduction par les méthodes de Fry (1978) et de J.G. Ramsay (1984) donne les résultats suivants (planche II.6b et figure 2.25).



Selon la direction YZ l'étirement est égal à 1,4 ; selon XZ il vaut 9,2.

Des mesures directes effectuées dans les échantillons sur les galets eux-mêmes, donnent des valeurs équivalentes : 1,5 selon YZ et 9,8 selon XZ (planche II.7a et b). Ces dimensions ont été mesurées statistiquement sur environ 300 nodules dans un référentiel lié à la schistosité S2. Elles donnent donc une idée de l'ellipse de déformation de la phase 2. On trouvera en annexe à la fin de cet ouvrage le programme informatique pour le développement de la méthode de Fry.

2°/- L'ellipsoïde de déformation :

Pour le déterminer, nous utiliserons le diagramme de Flinn (figure 2.26). Le nombre K, pente d'une droite passant par le point représentatif de l'ellipsoïde et le point (1,1) se définit ainsi :

$$K = (1+e_3) (e_1-e_3) / (1+e_2) (e_2-e_3)$$

e_1, e_2, e_3 étant les extensions principales : $e_1 = (L_x - L_{x0}) / L_{x0}$;

$e_2 = (L_y - L_{y0}) / L_{y0}$; $e_3 = (L_z - L_{z0}) / L_{z0}$

ou $K = a-1/b-1$ avec $a = X/Y$ et $b = Y/Z$.

Sur les galets que nous avons mesurés, $K = 13,66$. Replacée dans le diagramme de Flinn (figure 2.26), cette valeur montre que l'étirement des galets ou des nodules étirés est lié à une déformation de type constructif (galets étirés dont la direction X est parallèle aux axes de plis P2 et affectés par la foliation S3. cf. figure 2.27).

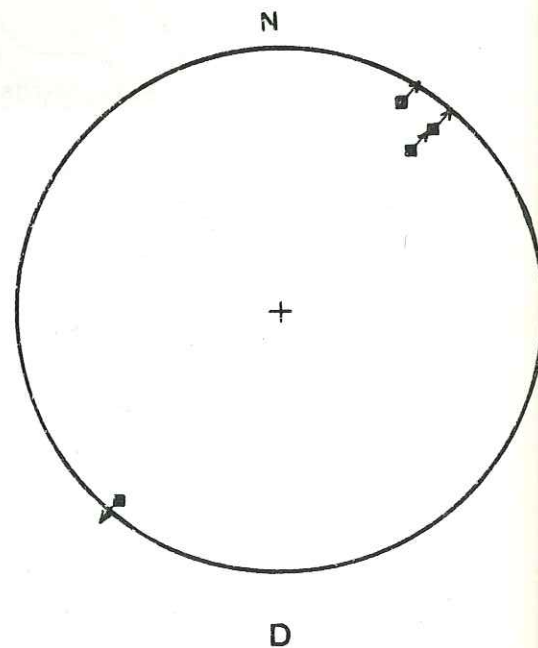
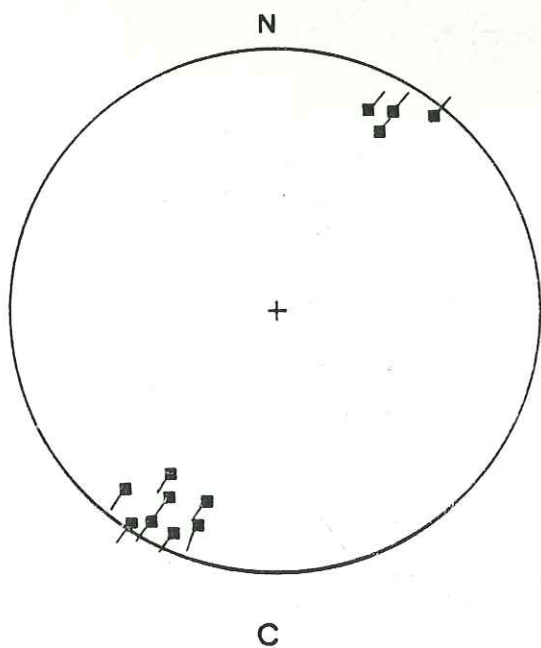
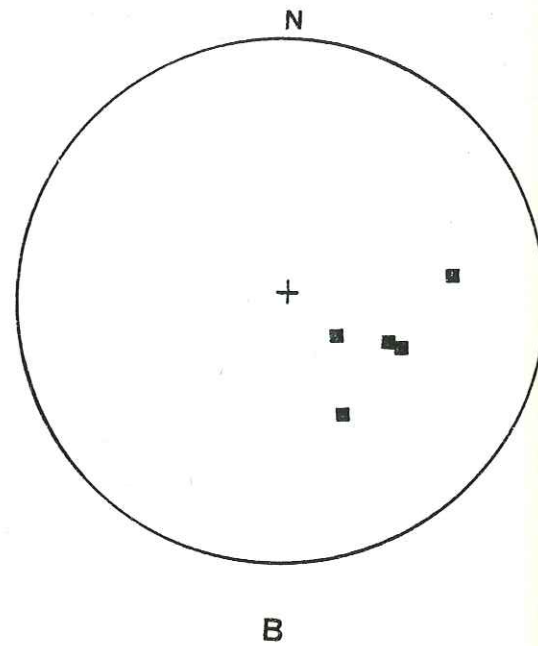
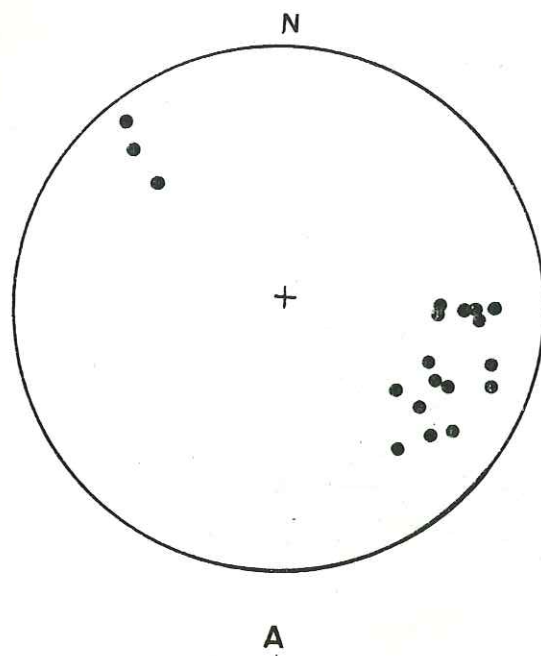
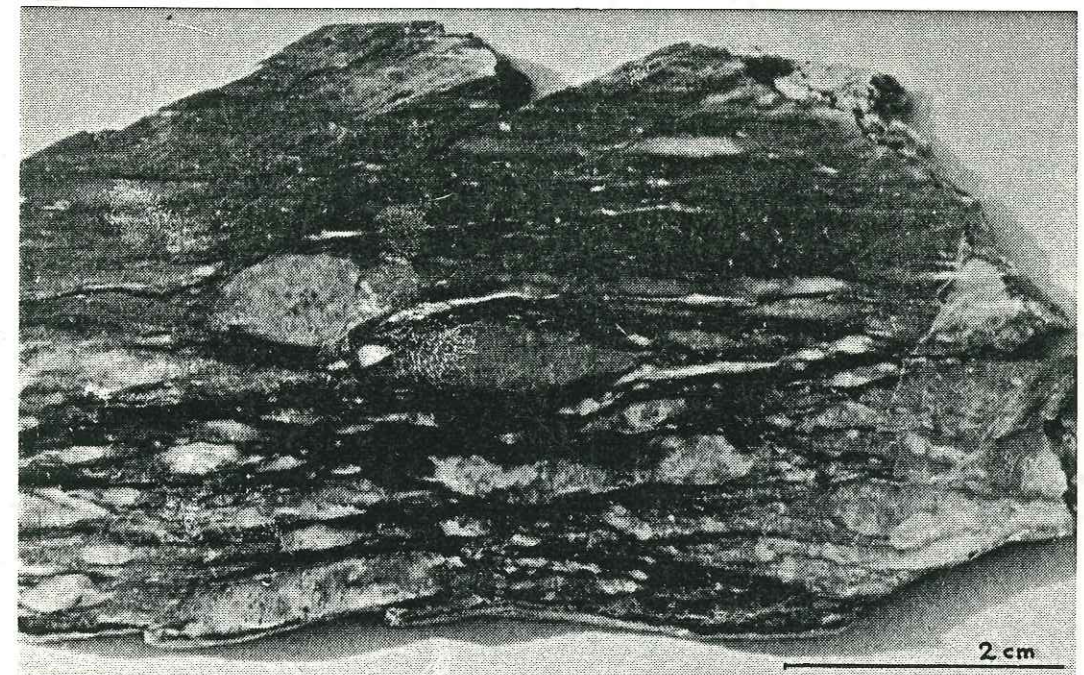
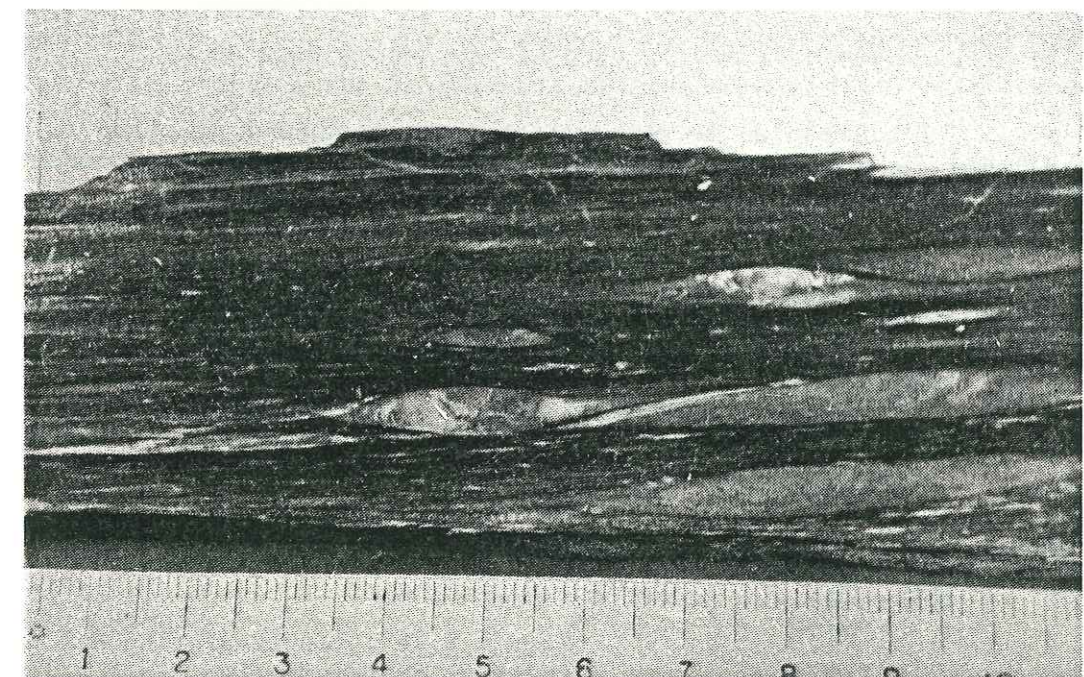


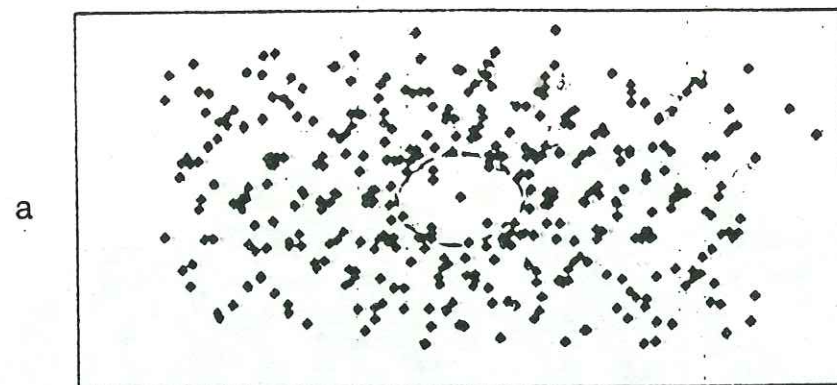
Figure 2.24 Projection des éléments structuraux des schistes verts et violets du Permien : A. poles de surface axiale des plis P2. B. poles de surface axiale de pli P3. C. axes de pli P2. D. axes de pli P3.



a : Section YZ de schiste vert et violet du Permien qui montre que l'étirement du galet selon la direction Y est de l'ordre de 1,5.



b : Section XZ de schiste vert et violet du Permien qui montre que l'étirement du galet selon la direction X vaut presque 10.



b

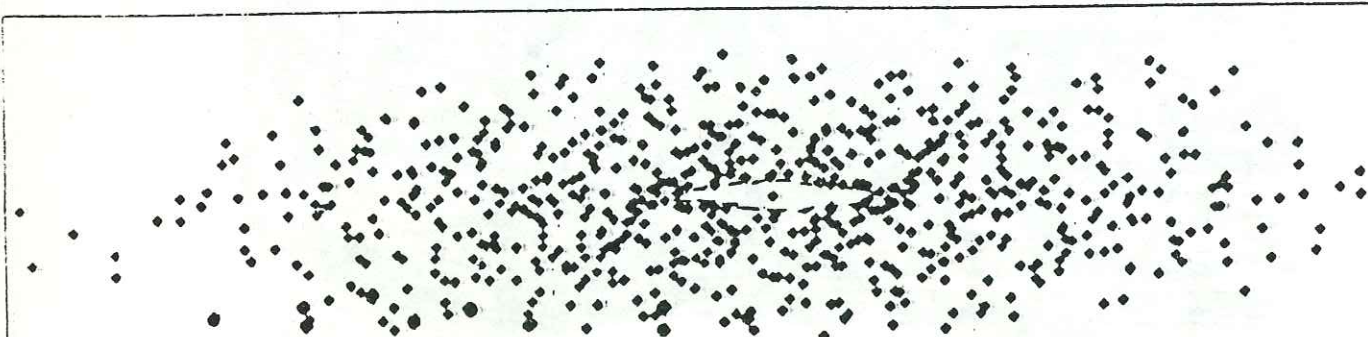


Figure 2.25 : En utilisant la méthode de Fry (1978), on peut obtenir la valeur de l'étirement (a) selon la direction YZ = 1,4 ; (b) selon la direction XZ = 9,2.

L'ellipsoïde de déformation correspondant à la phase (2) est donc allongé (en forme de cigare) et la déformation est de type constrictif.

A titre de comparaison, si l'on examine les données fournies par J.C. Lancelot (1979) concernant les galets étirés (de phase 2) des conglomérats de base du flysch de Tarentaise, à la latitude de Bourg-Saint-Maurice, on se trouve également dans le domaine de la constriction ($K = 2,32$; cf. figure 2.26).

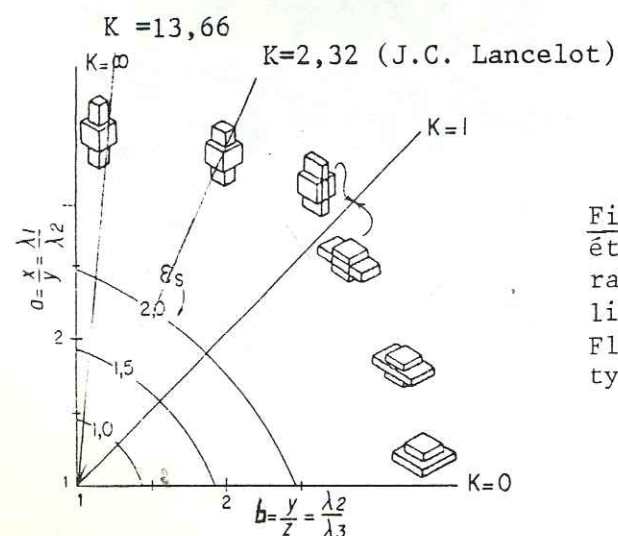


Figure 2.26 : Représentation des différents états de la déformation finie à l'aide de rapports entre les axes principaux de l'ellipsoïde de déformation (diagramme de Flinn). Les petits schémas illustrent le type de déformation dans chaque domaine.

C. COMMENTAIRES.

- La présence de points de réductions indique peut être que ces schistes ont été déposés dans un environnement réducteur.

- Dans ces pélites du Permien, les déformations pré-alpines ont été presque totalement oblitérées par les structurations alpines. Seules, se voient bien les trois phases de plissement décrites.

- Le rapport X/Z de l'ellipsoïde de déformation de phase 2 de ces schistes est beaucoup plus élevé que celui mesuré dans le flysch conglomératique de Moûtiers (cf. chapitre II). Deux paramètres peuvent être à l'origine de cette différence :

- soit le temps de déformation ;
- soit la différence de viscosité entre les deux types de matériaux. Il est vraisemblable que ces deux paramètres ont joué des rôles considérables.

D. CONCLUSIONS.

- Les résultats de l'étude structurale menée sur ces schistes verts et violets sont résumés sur le tableau synoptique (B).

- Il ressort de ce tableau :

- . que trois phases de plis synschisteux ont affecté ces matériaux ;
- . qu'apparemment, de la phase (2) à la phase (3), la déformation a été progressive et dans un régime de cisaillement ;
- . qu'en ce qui concerne la phase (2), les points de réduction et les nodules carbonatés révèlent un ellipsoïde de déformation dont les rapports des axes sont les suivants $\frac{X}{Z} = 9,8$ et $\frac{Y}{Z} = 1,5$.
- . que de fortes similitudes existent entre ces déformations et celles concernant le flysch de la même région. Il est ainsi raisonnable d'attribuer ces structures aux mêmes époques, c'est-à-dire aux temps post-nummulitiques.

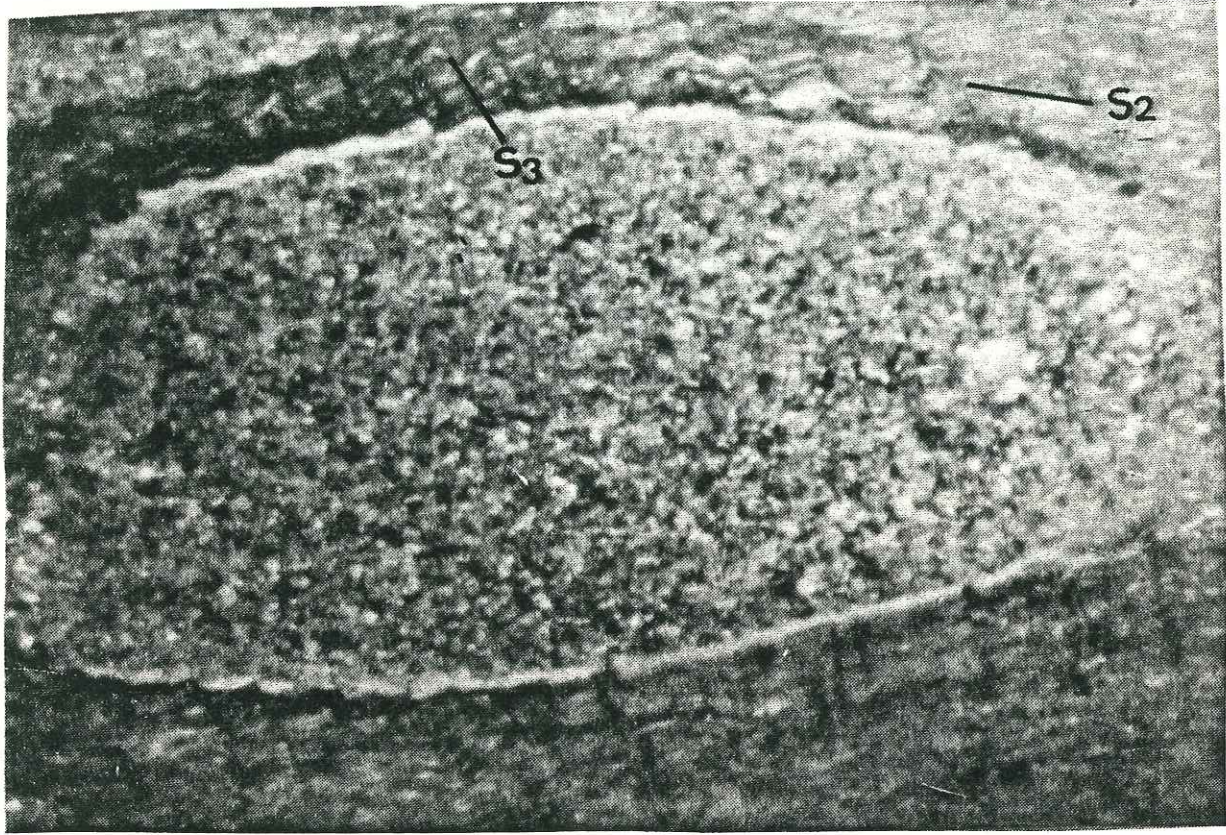


Figure 2.27 : Section YZ d'un galet ou "nodule" des schistes verts et violets, déformé par un pli P3.

Tableau B : Tableau synoptique des déformations des pélites vertes et violettes du Permien ("Schistes de la Bagnaz") de la région de Moutiers.

Analyse des meso et des microstructures	Plis P1 isoclinaux à plan axial souligné par des quartz et des micas blancs.	Plis P2 isoclinaux à sub-isoclinaux à schistosité marquée par des micas blancs	Plis P3 dissymétriques clivage de crénulation et "strain slip"	Figures d'interférence de type 3 (Ramsay 1962)	Déformation progressive
Schistosités et linéations					PA2 et PA3 très voisins, orientés vers N 40° Est PA3 est un peu moins incliné
Détermination de la déformation homogène finie. L'ellipse de déformation					L2 et L3 également très voisines et proche de N 40° Est selon YZ l'étirement est égal à 1,4 selon XZ il vaut 9,2
L'ellipsoïde de déformation.					ellipsoïde allongé en "forme de cigare" dont l'axe des X est parallèle aux axes de Plis P2 La déformation est de type constrictif.

CHAPITRE III

LA KLIPPE DU MONT JOVET

I. LE CADRE STRUCTURAL GENERAL DE LA KLIPPE.

La klippe des Schistes lustrés du Mont Jovet est un fragment d'un édifice structural pluri-nappé né au cours de déformations polyphasées d'âge alpin (planche hors texte n° 2).

Sont en effet tectoniquement superposés, du bas vers le haut :

- la zone houillère briançonnaise, comportant à la fois les classiques successions sédimentaires à anthracite, d'âge carbonifère supérieur, et des éléments de couverture mésozoïque, essentiellement triasiques ;

- une forte épaisseur de matériaux évaporitiques et cargneuliques formant cartographiquement une véritable ceinture aux schistes lustrés sous-jacents. C'est la "nappe des gypses" de F. Ellenberger (1958) ;

- enfin, les "Schistes lustrés du Mont Jovet" qui couronnent les pentes molles et herbues de cette rive gauche de l'Isère, sur une vingtaine de kilomètres carrés. Deux caractères généraux résument bien le contexte structural de ce secteur. D'une part, l'édifice est juxtaposé tardivement, par failles sub-verticales et sub-méridiennes, contre la zone briançonnaise interne, dite encore ici Zone Vanoise-Mont Pourri. Cette structuration cassante avait déjà été supposée par J. Goguel en 1963 ; son importance fût réexaminée par J.F. Raoult et L.E. Ricou en 1980 ; d'autre part, chacun des trois ensembles décrits plus haut, possède ses propres déformations pénétratives que l'on ne retrouve pas au niveau des contacts anormaux majeurs qui les séparent.

II. LA FRACTURATION TARDIVE.

L'examen des mégastructures n'ayant pas pu être mené conjointement partout avec celui des tectoglyphes associés on séparera l'étude de ces deux objets géologiques.

A. LES MEGASTRUCTURES.

Trois sont fondamentales. Les deux premières, sub-méridiennes, jouent un rôle majeur dans l'organisation structurale du secteur ; la troisième, orientée N120 Est d'importance moindre.

1°/- Les failles sub-méridiennes :

- * La plus orientale, que l'on appellera Faille du col de la Grande Forcle, met en contact au niveau du col même, les gypses de la base de la klippe du Mont Jovet contre les quartzites blancs, triasiques de la

1	2	3	4	5	6	
J01	1	20	60W	85N	N	A
J01	2	140	75W	50E	N	
J01	3	110	65S	65E	N	
J01	4	175	73W	28S	N	B
J01	5	340	65W	45S	N	
J01	6	20	65E	24S	N	
J01	7	15	67W	59S	I	C
J01	8	25	75W	15W	S	
J01	9	50	90*	5E	S	
J01	10	130	76W	70E	N	D
J01	11	120	70W	70E	N	
J01	12	40	90*	17E	D	
J01	13	55	56N	42S	S	E
J01	14	92	62N	36W	S	
J01	15	135	90*	5N	S	
J01	16	34	70W	15N	D	
J01	17	70	80N	15N	S	
J01	18	35	72W	32S	S	
J01	19	45	68N	44S	S	
J01	20	15	62W	30S	S	F
J01	21	6	90*	42S	S	
J01	22	44	68W	46S	S	
J01	23	40	84E	33S	S	
J01	24	58	75E	26S	S	
J01	25	28	90*	17S	S	

1	2	3	4	5	6	
J02	1	120	80E	12N	S	
J02	2	85	72N	22N	S	
J02	3	70	70N	16N	S	
J02	4	175	62E	44S	S	
J02	5	60	65N	0*	S	
J02	6	170	75W	12S	S	
J02	7	155	80E	22N	S	
J02	8	135	60E	47N	S	
J02	9	188	70E	30N	S	
J02	10	135	75N	38N	S	
J02	11	110	87N	16W	D	
J02	12	104	86N	15W	D	
J02	13	120	78N	10W	D	
J02	14	0	65W	70S	N	
J02	15	30	82W	62S	N	
J02	16	170	80W	35N	S	
J02	17	160	73E	20N	S	
J02	18	175	56W	36S	S	
J02	19	70	60S	16N	D	
J02	20	133	84W	20E	D	
J02	21	150	84E	20N	S	
J02	22	152	70E	26N	S	
J02	23	118	84S	63N	S	
J02	24	115	85S	63N	N	
J02	25	145	63E	22N	S	
J02	26	163	72E	20S	S	
J02	27	85	83S	29W	D	
J02	28	140	88S	18W	S	
J02	29	114	80N	24N	D	
J02	30	115	60N	30W	S	
J02	31	152	60E	24N	S	
J02	32	160	54E	20W	D	
J02	33	104	87S	29W	D	
J02	34	40	45W	47S	N	
J02	35	74	85S	15E	D	
J02	36	70	60N	15E	D	
J02	37	72	75N	27E	D	
J02	38	116	53S	75E	N	
J02	39	115	80N	0*	D	
J02	40	114	57N	0*	D	
J02	40	114	57N	0*	D	

Figure 3.1 Tableau des mesures des tectoglyphes associés aux failles de la région du Mont Jovet (stries et fentes de tension.)

jo1: lot de mesures effectuées sur l'ensemble des terrains, hormis le Carbonifère.

jo2: lot de mesures effectuées sur les niveaux gréseux du Carbonifère.

1: n° du lot de mesures; 2: n° de la mesure; 3: orientation du plan de faille; 4: pendage du plan de faille; 5: pitch de la strie; 6: nature du mouvement (N: normal; I: inverse; D: dextre S: sénestre; F: fente de tension).

A: schistes lustrés du chalet des Etroits; B: quartzites du flanc sud du Roc du Diable; C: schistes lustrés du Roc du Bécoin; F: quartzites et dolomies de Pravin; G: Carbonifère de Plagne Bellecote; H: Carbonifère de La Roche; I: Carbonifère de Tincave.

Zone Vanoise-Mont Pourri. Vers le Nord, cette structure devient moins évidente mais semble passer par la Montagne des Arpettes (cf. carte géologique et coupe A jointe). Plusieurs failles satellites accompagnent cette dernière. Au Nord, l'une d'entre elles passe au col du Caroley où elle redresse les assises schisteuses vertes permienes. Latéralement, au niveau du lac des Blanchets, une faille subverticale se développe depuis le versant rive gauche de la retenue colinaire des Blanchets (où elle pose d'ailleurs quelques problèmes d'étanchéité), jusqu'à la combe de la Rossa où elle est injectée de cargneules.

Le mouvement le plus clairement observable qui n'en exclut pas d'autre, est l'abaissement du compartiment ouest, supportant la klippe.

* La seconde, plus occidentale, que l'on appellera faille du Bonrieu (cf. carte et coupe A) est alignée sur le torrent de même nom au Sud. Ses effets les plus visibles sont, d'une part, le léger décalage de la base des affleurements gypseux de la nappe des gypses, au Nord de Mirabozon, d'autre part, vers Bozel, au Sud, une modification des orientation des plans de stratification et de schistosité du Carbonifère de part et d'autre du plan de fracture.

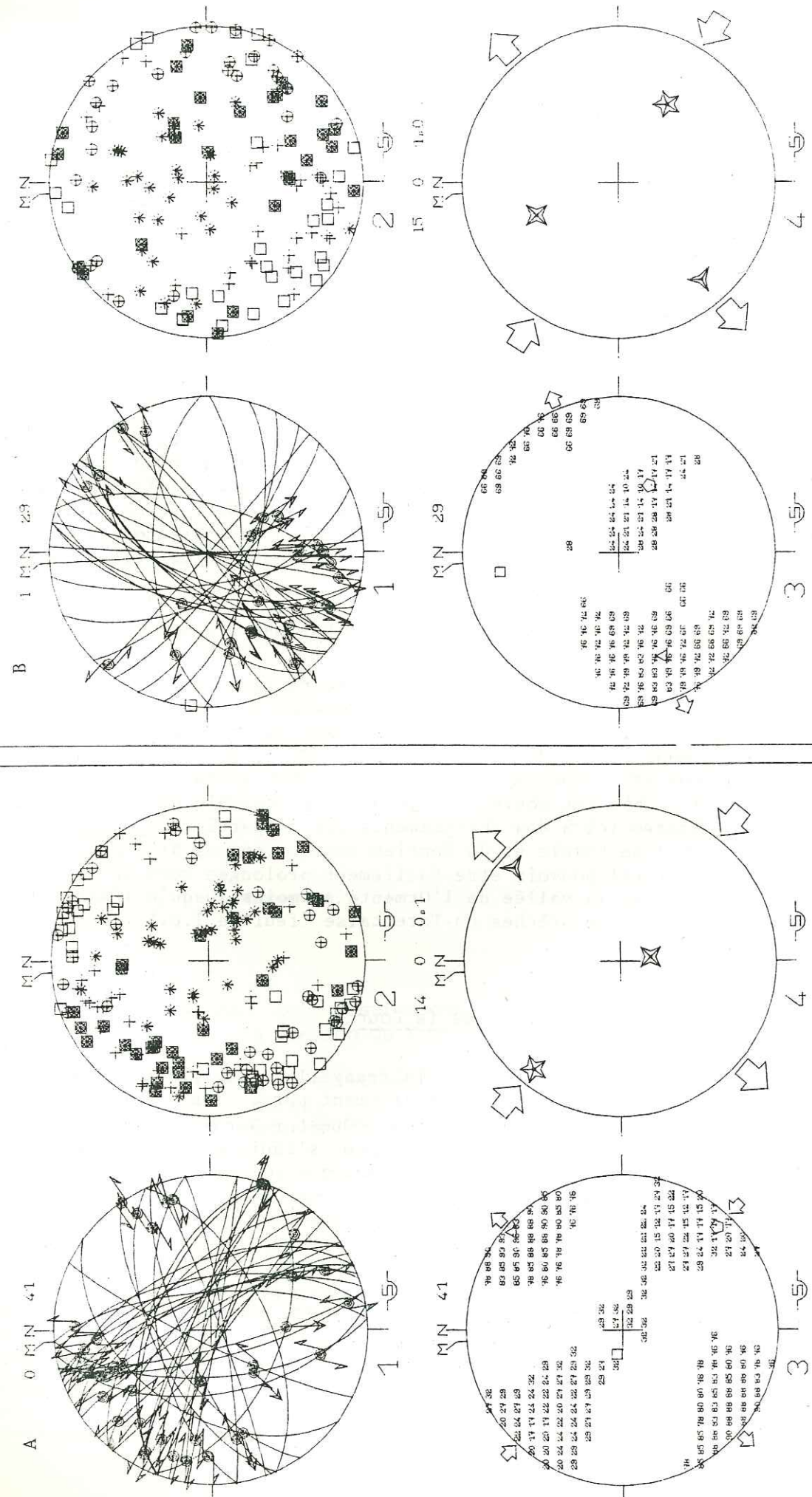
Si la faille du Bonrieu n'apparaît pas dans la masse des schistes lustrés, elle est de nouveau visible au Nord de la klippe. Elle semble développer deux branches, l'une soulignée par le ruisseau des Frasses, l'autre s'orientant selon la piste des téléskis du Bouclet où elle décale la nappe des gypses. A la croisée du ruisseau des Frasses et de la piste joignant sub-horizontalement le Dou de la Rama à la D. 220 E, de petits plans de fractures portent une striation importante, souvent horizontale et interprétable (cf. chapitre III.2b). Les mouvements relatifs d'ensemble de cette faille correspondent encore ici à des abaissments des compartiments occidentaux. Les failles du Col de Forcle et du Bonrieu sont orientées N10° Est. Si la première ne paraît pas pouvoir être facilement prolongée vers le Nord, la seconde s'aligne avec la vallée de l'Ormente au moins jusqu'à l'Aiguille de la Nova dans la zone des Brèches de Tarentaise (feuille I.G.N. Bourg-Saint-Maurice, 1/50.000).

2°/- Faille du Bois de la Cour :

Ainsi nommée parce-qu'elle frange le flanc sud-ouest de ce bois, où elle induit un effondrement du compartiment nord. Vers l'Est, elle vient buter contre la faille du Bonrieu; vers l'Ouest - Nord-Ouest, elle paraît s'estomper à l'Ouest du Bois des Roches, pour s'individualiser de nouveau, dans le ruisseau du Bettex (cf. carte géologique sur la planche hors texte n° 2 et coupe B).

- Conclusions :

La klippe du Mont Jovet est conservée à l'intérieur d'une zone effondrée, orientée sensiblement N-NE - S-SW et faite de plusieurs blocs juxtaposés. Le schéma structural joint à la carte géologique indique bien les mouvements d'ensemble des divers panneaux liés à chacune de ces failles essentielles. L'allure générale de la structure permet d'expliquer pourquoi les auteurs anciens voyaient les schistes lustrés du Mont Jovet conservés dans un "noyau synclinal" (M. Bertrand, 1894).



840516 1455 157

Figure 3.2. : Diagrammes tracés automatiquement pour les fracturations dans les grès du Carbonifère (a); dans les autres niveaux de la région du Mont Jovet (b) (Schmidt, h. inf.).

B. ANALYSE DES STRIES ASSOCIEES AUX FAILLES.

Les stries interprétables sont les mieux développées sur les failles affectant les niveaux gréseux du Carbonifère de la zone houillère. Mais on peut aussi en observer sur les quartzites permo-triasiques et sur les dolomies du Trias moyen. Une mesure a été effectuée dans les schistes lustrés et, fait original, un dièdre de fractures a pu être étudié dans les gypses eux-mêmes.

Les mesures ont été traitées par informatique⁽¹⁾ selon la méthode des dièdres droits développée par J. Angelier (1979). Elles avaient été, auparavant, séparées en deux lots distincts :

- un lot 1, appelé jo_1 , qui rassemblait les valeurs tirées de tous les niveaux, hormis le Carbonifère (figure 3.1a) ;

- un lot 2, appelé jo_2 , qui correspondait à l'ensemble des mesures effectuées sur le Carbonifère, au niveau de trois sites différents (figures 3.1b). Un seul diagramme obtenu (jo_2 , figure 3.2a) révèle une population de failles assez homogène et donne un résultat intéressant, il s'agit d'un diagramme en raccourcissement par décrochement dans lequel σ_1 , subhorizontale, est proche de N120 Est. Le diagramme concernant jo_1 montre le même résultat mais il reste moins facilement interprétable du fait du mélange des mesures (figure 3.2b).

C. LES STRUCTURES DISCONTINUES DANS LA "NAPPE DES GYPSES".

Dans le massif de la Grande Rochette, deux types de structures peuvent être analysées : d'une part quelques fractures classiques, d'autre part un ensemble de filons et de "pics" cargneuliques recoupant les gypses.

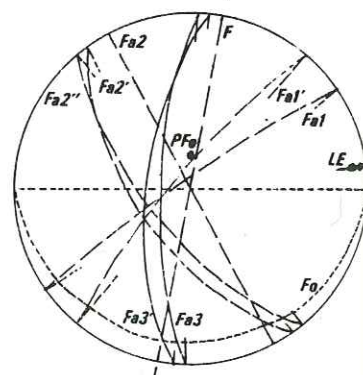
- Les fractures, bien individualisées, restent rares, l'absence quasi-généralisée de tectoglyphe constitue un handicap sérieux à toute interprétation. Malgré tout, le site proche du col de la Petite Forcle (Figure 3.3) nous a permis de tirer des renseignements très intéressants. Là, en effet, peuvent s'observer successivement :

- . un dièdre de fractures métriques, orientées l'une, N45 Est, et l'autre, N145 Est ;
- . des petites fractures Nord-Sud ;
- . un filon cargneulique sub-méridien ;
- . un pli du litage des gypses, d'axe N85 Est, apparaissant au coeur de ce dièdre ;
- . des linéations d'étirements Est-Ouest.

En l'absence de tout autre renseignement on pourrait interpréter ces objets (figure 3.3. et figure 3.4) dans un contexte de faille en décrochement (fracturation par faille décrochante selon E.M. Anderson (1963) dans lequel σ_1 serait proche de Nord-Sud (compris entre N0° et N10° Est) et subhorizontal (figure 3.7).

(1) Je remercie ici bien vivement F. Bergerat qui a effectué ce traitement à l'Université P. et M. Curie (Paris VI).

Figure 3.3 : Diagramme des mésostructures des gypses situés entre le col de la Petite Forcle et le Roc des Verdens (Schmidt v).
 Fa1 et Fa1' : failles d'orientation N40 à N50 Est ;
 Fa2 et Fa2' : failles d'orientation N140 à N145 Est ;
 Fa3 et Fa3' : failles sub-méridiennes ;
 F : filon cargneulique ; LE : Linéation d'étirement N82-10 Est ;
 Fo : litage des gypses et PFO pôle de ce plan (N90-14 Sud).



Dans cette interprétation, l'angle du dièdre de fracturation est fort (90° à 100°) ; ce qui peut être lié à la nature du matériau affecté. En outre, nous n'avons pas pu vérifier la nature exacte du pli supportant la linéation Est-Ouest fig. 3-4, s'agit-il vraiment d'un pli à vergence nord accompagnant la fracturation Nord-Sud (phase de plis + fractures ?) ou bien d'un flanc de pli en fourreau traduisant un transport Est-Ouest et né dans un contexte bien différent ? Dans l'état actuel des choses, ces hypothèses restent à vérifier.

- Le problème des filons de cargneules.

Deux types de structures sécantes par rapport aux plis, originales par leurs formes et leur nature peuvent s'observer dans les masses gypseuses, spécialement dans le versant sud du massif de la Grande Rochette. Il s'agit :

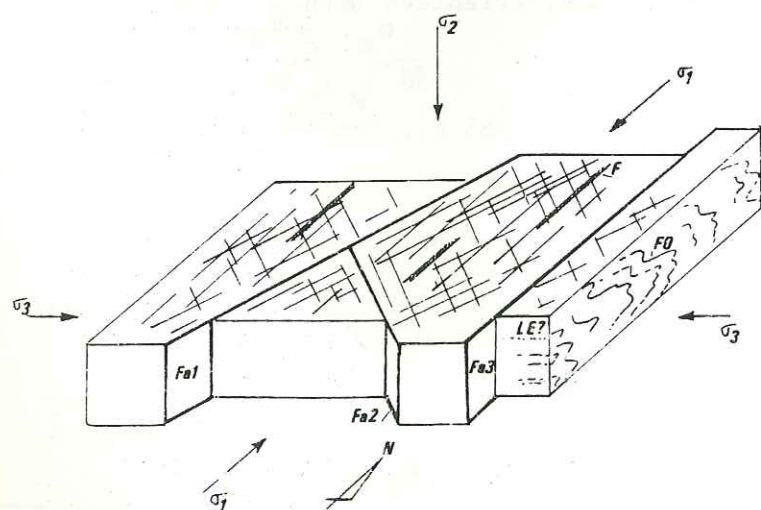


Figure 3.4 : Une interprétation des mésostructures de la figure 3.3.

- Un réseau de fractures conjuguées (N45 Est et N145 Est) (Fa1 et Fa2) ;
 - failles Nord-Sud et filons cargneuliques (Fa3 et F) ;
 - plis et linéations proches de Est-Ouest (FO et LE).
- Nous nous plaçons dans un cas de déformation en décrochement sub-méridien (fracture + plis) ou σ_1 et σ_3 sont sub-horizontaux et σ_2 vertical.

- d'une part, de filons cargneuliques, bréchiques monogéniques, isolés ou associés à la manière de fractures conjuguées, d'épaisseur centimétrique à métrique, et fortement pentés ou verticaux. L'étude exhaustive des orientations de ces filons n'est pas réalisée mais les premières mesures effectuées révèlent des directions variables dont certaines sont sub-méridiennes ;

- d'autre part, de structures verticales, sub-circulaires, de diamètre décimétrique, à énormes blocs de cargneules et à bordure lisse dépourvue de débris (figure 3.5a et 3.5b). Ces "pics" sont soit isolés dans un contexte de filons sécants, soit groupés en un véritable champ (figure 3.6). Ils donnent l'image d'une mise en place *per ascensum* (figure 3.5b).

L'énorme amas évaporitique intensément plissé de la Grande Rochette est donc sillonné par un complexe filonien cargneulique et présente tout à fait l'aspect d'un stockwerk. Ce dispositif peut s'observer partout où les gypses ont une épaisseur suffisante et notamment au Nord - Nord-Est immédiat des chalets Murrat-Verrat (x = 934,250 km ; y = 2061,600 km - feuille IGN Moûtiers n° 1-2 - Zone Lambert II).

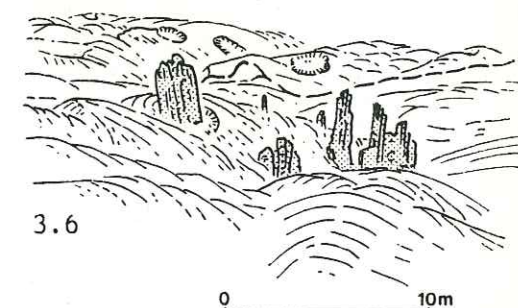
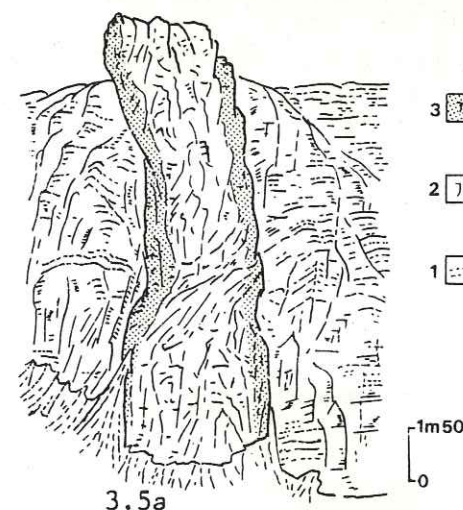


Figure 3.5a : Filon cargneulique recoupant les gypses subhorizontaux de la Grande Rochette.

1. : Gypses; 2 et 3: filon de cargneules; 2:cargneules bréchiques monogéniques à gros éléments; 3: bordure lisse du filon.

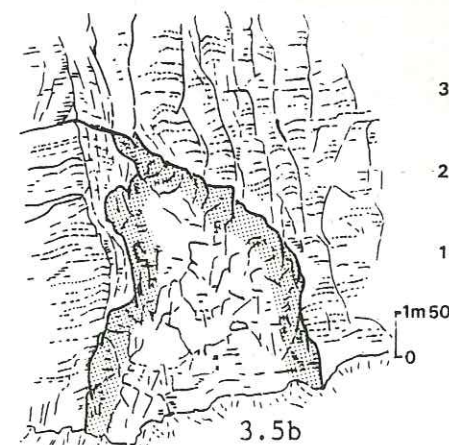


Figure 3.5b : Filon cargneulique "per ascensum" recoupant les évaporites de la Grande Rochette. (Piste du versant sud du Massif). 1,2, et3. idem Fig.3.5a.

Figure 3.6 : Champ de "pics" cargneuliques sur les pentes sud du massif de la Grande Rochette.

Si en première approximation, fractures, filons et "pics" peuvent être attribués à une même phase de déformation cassante, compte-tenu de leur association, l'interprétation structurale d'un tel ensemble reste à faire.

Dans l'état actuel des choses, on ne connaît pas la géométrie interne, profonde des structures cargneuliques, sub-cylindriques, verticales ; s'agit-il d'apophyses rattachées en profondeur, aux filons ? de structures nées à la croisée de deux filons, ou bien de pics stylolithiques ? Il y aurait, en outre, à définir les rapports existants entre ces structures et les principaux affleurements de cargneules généralement situés sous les amas évaporitiques.

De telles roches ainsi que leur agencement reposent le problème de leur genèse et de leur mobilité pour lesquelles divers auteurs ont tenté d'apporter des réponses satisfaisantes dont M. Gignoux (1930), F. Ellenberger (1958), H. Masson (1972), J. Debelmas et al. (1980) et, plus récemment, W.H. Muller (1982).

Si l'on s'accorde avec les idées développées par H. Masson (1972), les cargneules proviendraient de la bréchification par fracturation hydraulique, en particulier de niveaux dolomitiques, sous l'effet de pressions fluides élevées. Dans le cas qui nous intéresse, une telle genèse est aisée à imaginer puisque les masses gypseuses encaissantes ont pu, à n'importe quel moment de la tectogenèse, libérer une partie de l'eau qu'elles contiennent.

Ajoutons qu'ici, au cours de la fracturation, ce matériel cargneulique s'est injecté au-travers des évaporites à la faveur des diverses fentes ou fractures.

- Conclusions.

Un système de fractures d'orientation sub-méridiennes et de nature décrochante affecte les évaporites de la base de la klippe du Mont Jovet.

Des générations de filons cargneuliques monogéniques, de formes et de dimensions variables, et qui paraissent liées à ce stade de déformation, sont venues s'injecter à l'intérieur des évaporites, où ils constituent un véritable complexe filonien sécant.

D. DISCUSSION.

De l'ensemble des observations effectuées concernant l'orientation générale des grandes failles, l'organisation des panneaux effondrés, les stries associées à certaines failles, ainsi que les structures visibles dans les évaporites de la base de la klippe du Jovet, il ressort que l'orientation générale de la contrainte maximale n'est pas restée coaxiale au cours du temps. Les mégastructures pourraient s'interpréter dans le cadre d'une contrainte sub-méridienne, horizontale (raccourcissement par décrochement). Mais les microstructures, étudiées plus systématiquement, indiquent une direction de raccourcissement par décrochement proche de N120 Est.

En dehors de la klippe on retrouve aisément la première direction, dans la région de Moûtiers d'une part (cf. chapitre II), et sur le front nord-occidental de la klippe elle-même. L'accident du Bois Banni (cf. carte et coupe) est vertical, Nord-Sud, large à son maximum d'environ 450m, et injecté de gypses. Il mime une fente de tension. Il n'atteint pas le Nant Thieret vers le Nord, et s'efface sous les gypses de base du Jovet, vers le Sud, au lieu-dit Chalet Neuf. Un phénomène du même type est visible à l'intérieur de la zone dite subbriançonnaise, dans le bois de la Serra, à l'aval de Montfort (cf. carte géologique).

Deux directions de contrainte seraient donc responsables des structures observées.

Nous ne retiendrons, pour l'instant, que la direction la plus sûre, c'est-à-dire, celle orientée N120° Est.

E. CONCLUSION GENERALE.

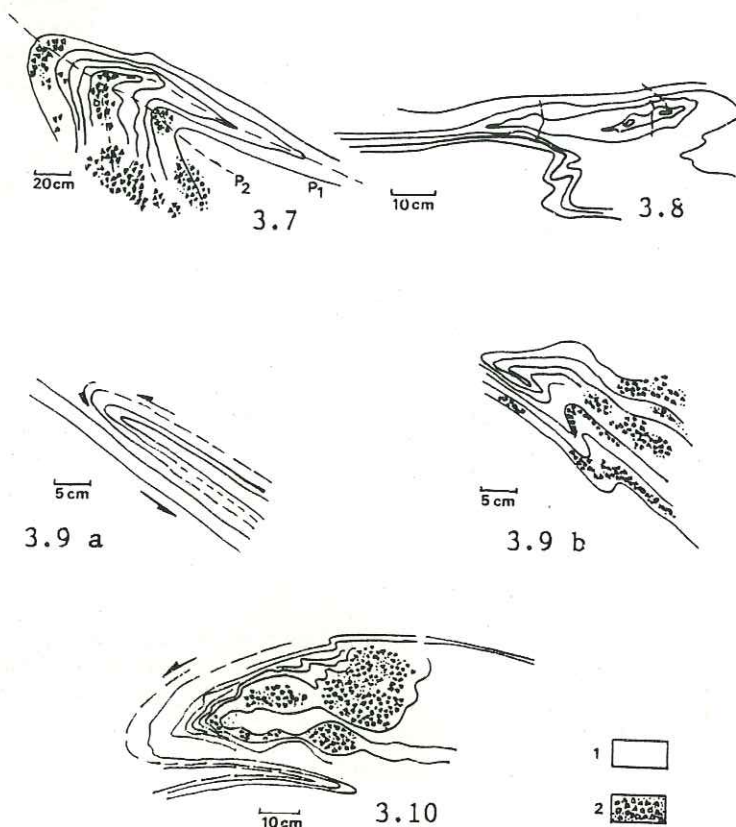
Les grandes failles sub-méridiennes du secteur étudié, qui joueraient un rôle majeur dans le coulisement vers le Nord de la zone briançonnaise interne, contre la zone houillère, ont induit à l'intérieur de cette dernière un petit graben d'effondrement, orienté N-NE - S-SW. Cette structure en creux a "piégé" les schistes lustrés du Mont Jovet ainsi que leur coussinet gypseux.

Deux directions de contrainte se dégagent de l'ensemble des observations, l'une est sub-méridienne, non prouvée directement, l'autre, orientée NW-SE, a été obtenue à partir du traitement de mesures de stries effectuées dans les grès du Carbonnifère. La région de Moûtiers révèle également une direction équivalente.

III. LES DEFORMATIONS PENETRATIVES.

A. LES STRUCTURES PLICATIVES DES EVAPORITES ET DES CARGNEULES DU MONT JOVET.

Elles sont magnifiquement exposées dans le ravin de la Tovière, vers l'altitude 1700m, aussi bien en rive droite qu'en rive gauche du ruisseau, sur des plans de cassures sub-verticaux affectant la masse anhydritique. Les alternances gypse-anhydrite ou gypse-mylonite dolomitique apparaissent ou bien dans des flancs de plis couchés isoclinaux, ou bien selon des structures en forme d'yeux pouvant représenter des sections de plis à axes courbes ou même de véritables plis en fourreaux (figure 3.8), ou bien, enfin, dans des flancs de plis plus ouverts, sub-isoclinaux, couchés, souvent à caractère dissymétrique marqué (figures 3.7 ; 3.9b et 3.10). Ces familles de plis induisent des structures d'interférence de type 3 - familles de plis à axes parallèles et à plans axiaux perpendiculaires (J.G. Ramsay, 1967 ; P. Vialon et al., 1976) - et semblent bien nées au cours d'une déformation progressive comme en témoignent les enroulements de charnière (figure 3.7)



Figures 3.7 à 3.10 :
Evaporites du ruisseau
de la Tovière.
Détails des microplis.
Figure 3.7 :
enroulement des charnières P1 par les plis P2.
Figure 3.8 :
sections de plis à axe
courbe ou de plis en
fourreau ?.
Figure 3.9a et 3.9b :
structures disharmoniques.
Figure 3.10 :
enroulement de boudins do-
lomitiques.
1. gypses et anhydrites ;
2. mylonites de dolomie.

ainsi que les structures disharmoniques observables (figures 3.9a et 3.9b). L'ensemble de ces plis peut être contemporain ou immédiatement antérieur à la mise en place de la nappe. Compte-tenu du fait que les directions axiales des diverses structures n'ont pas pu être mesurées et qu'il reste à connaître l'orientation optique des sulfates, les directions de transport de la nappe n'ont pas été établies.

Ces structures plicatives traduisent nettement le comportement ductile des matériaux. Elles peuvent parfaitement s'interpréter selon les concepts de la déformation progressive (J.P. Brun, 1981) dans un contexte de cisaillement.

Les évaporites du Mont Jovet présentent donc des ressemblances de structures très nettes avec celles de massifs rocheux de nature différente, schisteuse ou gneissique, ainsi qu'avec celles des formations dont les roches ont des différences de compétence marquées (quartzites - micaschistes par exemple ou calcaires - schistes).

B. LES DEFORMATIONS SYNCHISTEUSES DES SCHISTES LUSTRES DU MONT JOVET.

Les Schistes lustrés correspondent à une séquence méta-flyscholite formée de schistes sombres, de micaschistes et de marbres, gréseux ou non. Ils recouvrent stratigraphiquement un ensemble de prasinites, d'ophicalcites et de serpentinites. Si l'on rapporte les roches basiques au Jurassique

comme il est classique de le faire dans le domaine piémontais, on peut proposer un âge jurassique terminal et/ou crétacé inférieur pour la série terrigène originelle ainsi que l'avait déjà envisagé F. Ellenberger (1958, p. 344).

L'examen microstructural a porté essentiellement sur les affleurements du haut vallon du ruisseau des Frasses, sur le versant nord du Mont Jovet.

1°/- L'analyse des meso et des micro-structures :

En effectuant la décomposition des figures d'interférence de plis, trois phases de déformation et de plissement peuvent être reconnues dans les Schistes Lustrés du Mont Jovet.

a- La première phase est caractérisée par des plis isoclinaux, d'échelle décimétrique. Rarement observables, on peut les trouver quelques fois dans le flanc des plis de phase II ainsi que le montre les figures 3.11 et 3.12 ; on peut également les mettre en évidence indirectement par l'examen de figures d'interférence. Sur la figure 3.13, la schistosité S2 déforme une autre foliation qui apparaît être comme le plan axial d'une phase de pli isoclinal (P1).

Les plans axiaux des plis P1 sont marqués par une foliation métamorphique (S1) elle-même soulignée par l'orientation préférentielle des micas blancs et des ankérites (planche III.1, figures a, b, c). Du fait de la petite taille de ces minéraux leur étude optique est souvent rendue difficile. Des recrystallisations de quartz sont associées à cette foliation (planche III.1, figure c).

b- La phase II. Les plis P2 synschisteux, décimétriques à métriques, sont très répandus dans cette région. De style isoclinal à sub-isoclinal, similaire, ils présentent parfois des formes "en fourreau". Au niveau des sections presque perpendiculaires à la charnière et perpendiculaires au plan axial des plis P2, apparaît bien la succession des structures en formes "d'yeux" (planche III.2). Les plis P2 reprennent nettement les foliations S1 et les micas blancs constituent un clivage de flux ou "strain slip cleavage". Parfois des glissements se produisent le long de S2 ; ils s'observent nettement associés avec des fentes de tension (figure 3.14).

Sur la planche III.1b on voit que la recrystallisation ou la "pressure solution" le long de S2 réoriente les micas blancs de la direction de S1 à la direction de S2. En outre, avec les plis P1 qu'ils reprennent, ces plis P2 forment souvent des figures d'interférence de type 3' (Ramsay, 1962) (figures 3.11 et 3.12).

On notera enfin que, du fait de la courbure des axes de plis P2 dans les plans axiaux, des phénomènes d'étirement se produisent le long des flancs de ces plis. On peut les démontrer à l'aide de filons quartzo-calcitiques qui se développent en même temps que les plis. En ce qui con-



Figure 3.11 Figure d'interférence entre des plis P1 et P2 dans les Schistes lustrés du Mont Jovet (Dou de Moutiers). S1 : surface axiale de P1; S2 : surface axiale de P2.

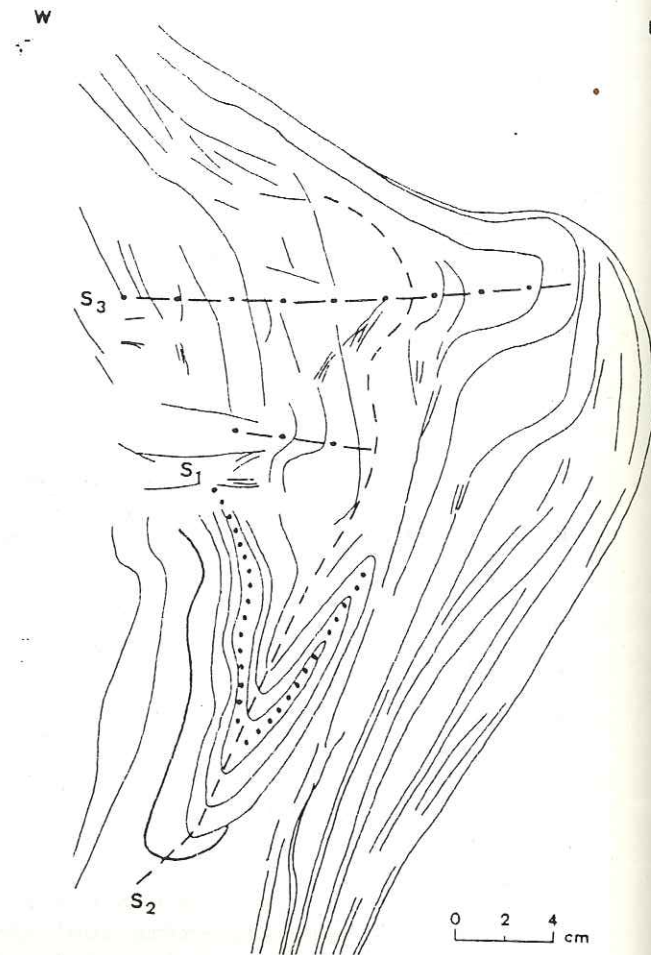


Figure 3.12 Figure d'interférence entre des plis P1, P2, et P3 dans les Schistes lustrés du Mont Jovet (Pas de la Brebis). S3 : surface axiale de P3.

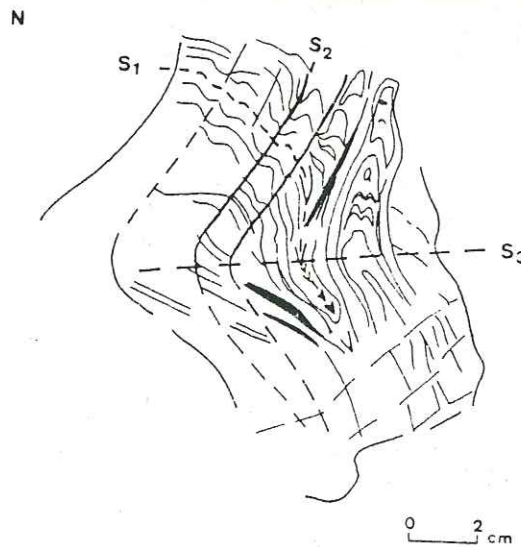


Figure 3.13 Figure d'interférence entre des plis P1, P2, et P3 dans les Schistes lustrés du Mont Jovet (Source Captée, près du Chalet des Etroits).

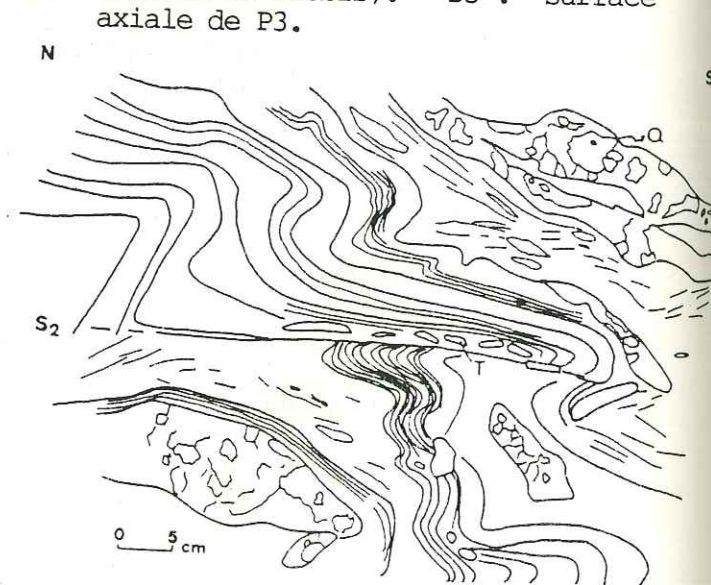
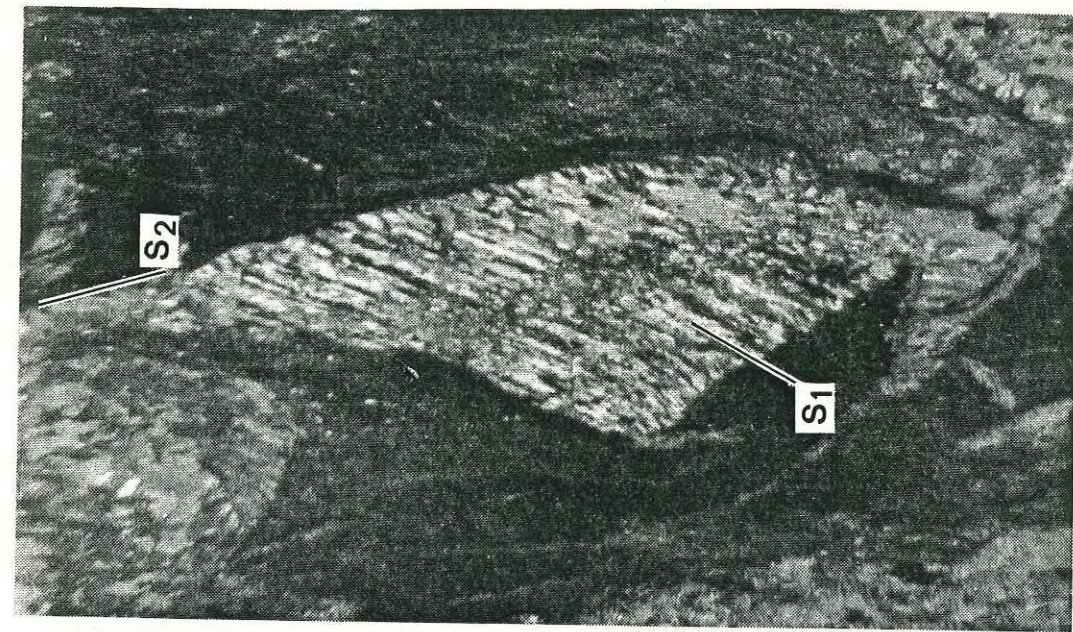
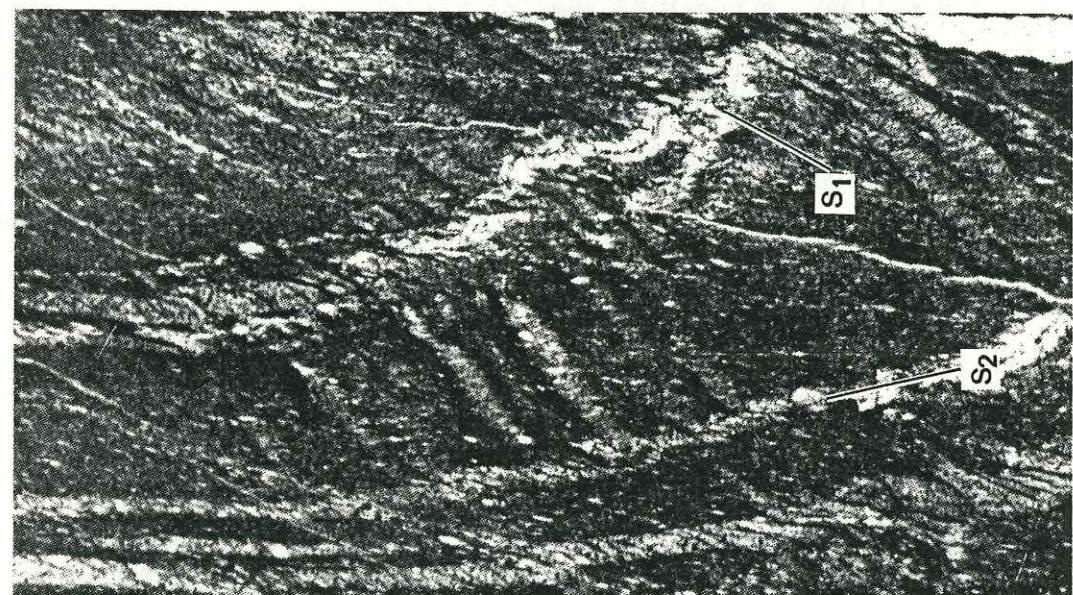


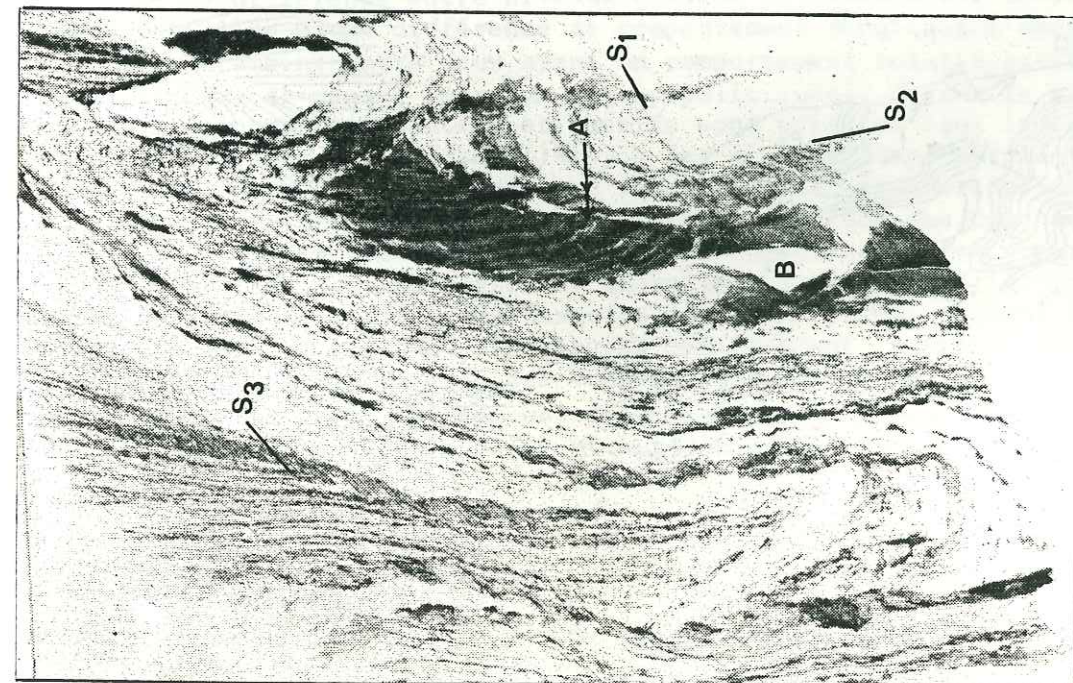
Figure 3.14 Figure de glissement le long du plan axial d'un pli P2 (S2). T : fente de tension. Q : filon quartzo-calcitique.



c: Agrandissement du secteur B de la photo a. On voit le phénomène de recristallisation le long de la direction de S1 - schistosité ancienne déformée par S2.



b: Agrandissement du secteur A de la photo a. On voit le phénomène de "pressure solution" le long de la direction de S2 - schistosité axiale de pli P2.



a: Microstructures dans une lame mince de schistes lustrés du Mont Jovet. (Dou du sommet)

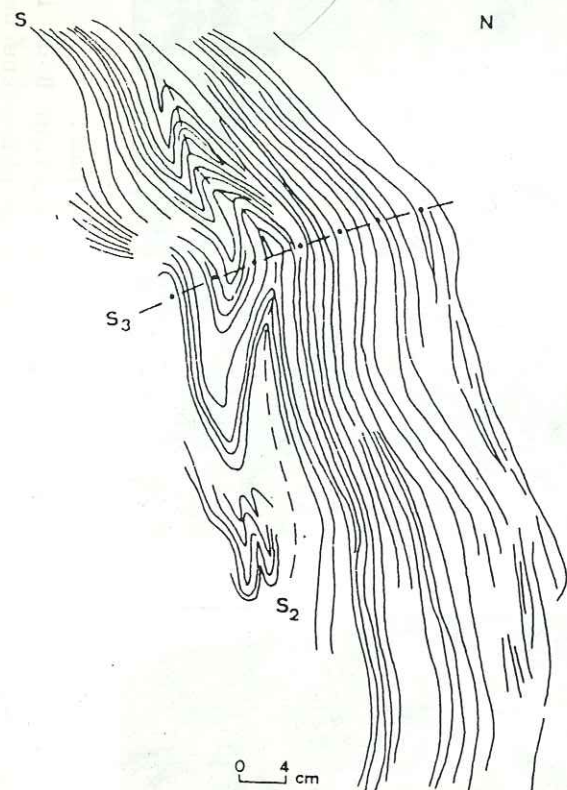


Figure 3.15 Figure d'interférence entre les plis P2 et P3 dans les Schistes lustrés du Mont Jovet.

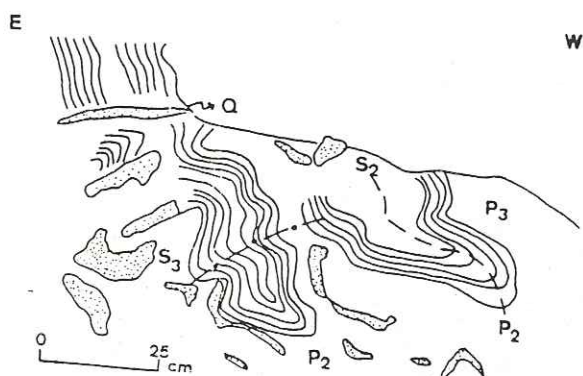


Figure 3.17 L'affeulement du "Chalet des Etroits", montre l'interférence des plis P2 et P3. Q : filon quartzo-calcitique.

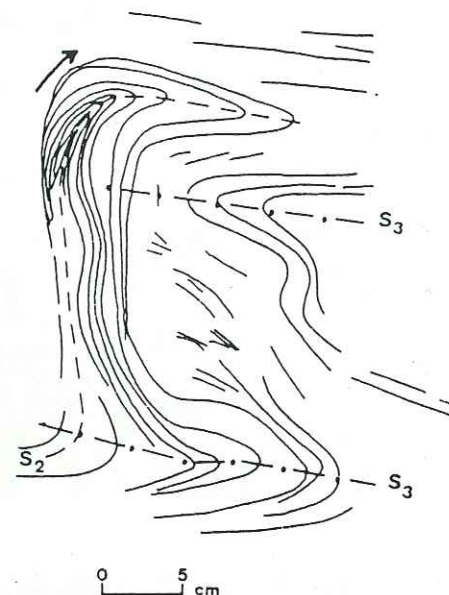


Figure 3.16 Figure d'interférence entre des plis P2 et P3
→ direction d'enroulement de charnière (La Raynaud).

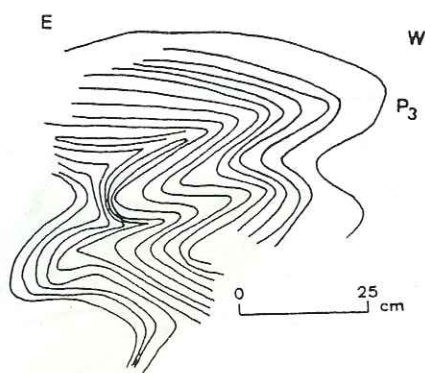


Figure 3.18 Pli P3 en forme de pli "flexure slip" (Chalet des Etroits).

cerne les orientations des divers éléments structuraux mesurés on ne peut que constater une forte dispersion due vraisemblablement, comme nous le verrons, d'une part à P3, d'autre part, sans doute, à un tout autre phénomène, les multiples tassements de versants.

c- La phase III. Ces plis P3 ont des formes variables. Ils sont dissymétriques, coniques (figures 3.16 et 3.17) et peuvent être ouverts ou serrés (figures 3.15, 3.16, 3.17 et 3.18) ; ils présentent également une taille variable décimétrique à métrique. Ils ont l'apparence de plis flexure dans leur partie la plus compétente (figure 3.18) et induisent souvent des phénomènes de disharmonie.

Les plis P3 déforment les foliations anciennes S1 et S2 (figures 3.13, 3.15, 3.16 et 3.17). Ils forment principalement les clivages de crénelation (planche III-1a). Des phénomènes de "strain slip" ou de "pressure solution" peuvent se produire le long de plans axiaux des plis P3 (planche III.4a).

La plupart des axes de plis P3 ont une orientation comprise entre N0 et N90° et présente un plongement très faible (cf. figure 3.19). En plus, les pôles de plans axiaux de ces plis P3 sont sub-horizontaux. En ce qui concerne les axes de plis P2 on peut les diviser en deux groupes : un groupe orienté NE et l'autre NW.

d- Type de plissement.

La méthode des isogones de pendage ("dip isogons", cf. J.G. Ramsay, 1967), appliquée aux plis de la phase II (figure 3.20a, planche III-3a) et aux plis P3 (figure 3.20b), indique qu'ils appartiennent à la classe 1a à 1c (plis concentriques, J.G. Ramsay, 1962), pour les niveaux plus gréseux ; à la classe 2 à 3 pour les niveaux argilo-silteux et, enfin, à la classe 2 pour l'ensemble des plis. Les plis P3 appartiennent à la classe 1b à 1c.

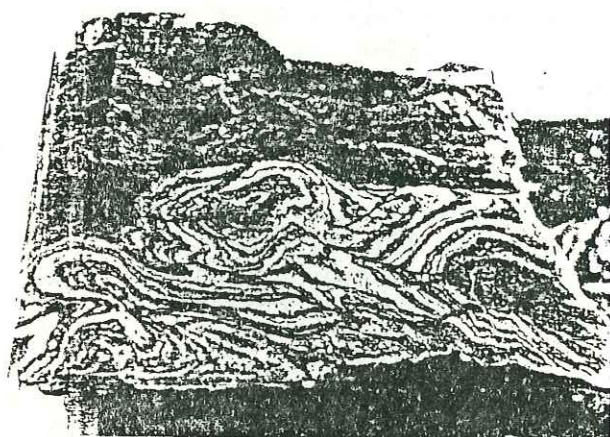
La différence entre niveaux gréseux et niveaux argilo-silteux semble donc liée à une différence de comportement rhéologique entre les matériaux notamment entre ceux ayant un comportement relatif, actif (niveaux gréseux) et passif (niveaux argilo-pélitiques), durant le plissement. Les comportements actifs et passifs sont pris ici dans le sens défini par F.A. Donath et R.B. Parker (1964) ; les niveaux compétents actifs introduisant une anisotropie mécanique liée au milieu et exerçant un contrôle mécanique sur la déformation globale. Lorsqu'il existe des couches minces de matériaux incompétents entre les couches compétentes, les premiers sont souvent "bourrés" dans la région de charnières ; si le matériel incompétent n'est pas disponible, des fissures ouvertes courbes peuvent être développées dans ces régions. Ces espaces sont souvent "comblés" par des carbonates et du quartz, dérivés des roches qui les bordent ou précipités à partir de solutions primaires. Ces filons courbes ainsi formés s'appellent des "saddle reefs" (planche III.5 et planche IV.5) (d'après J.G. Ramsay, 1967).



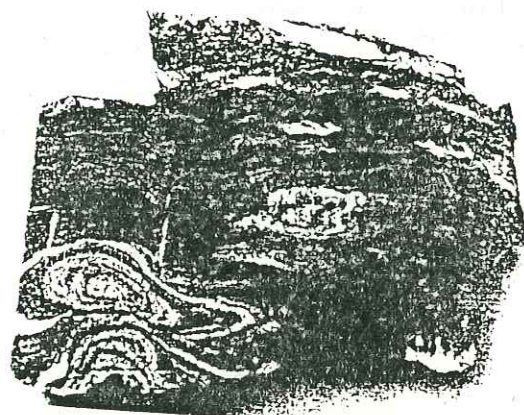
(a)

2 cm

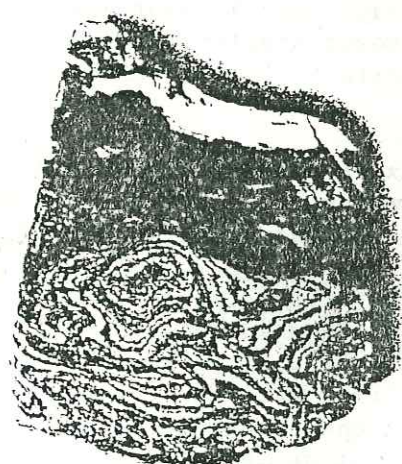
(d)



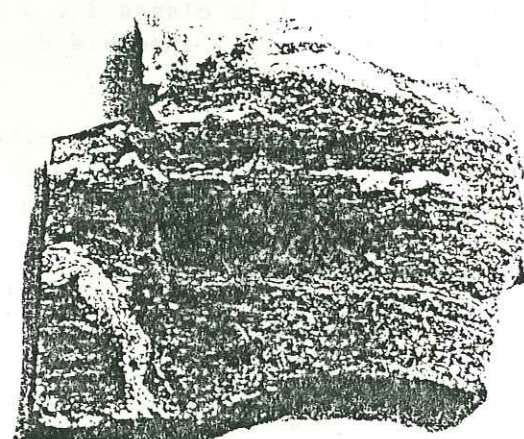
(b)



(e)



(c)

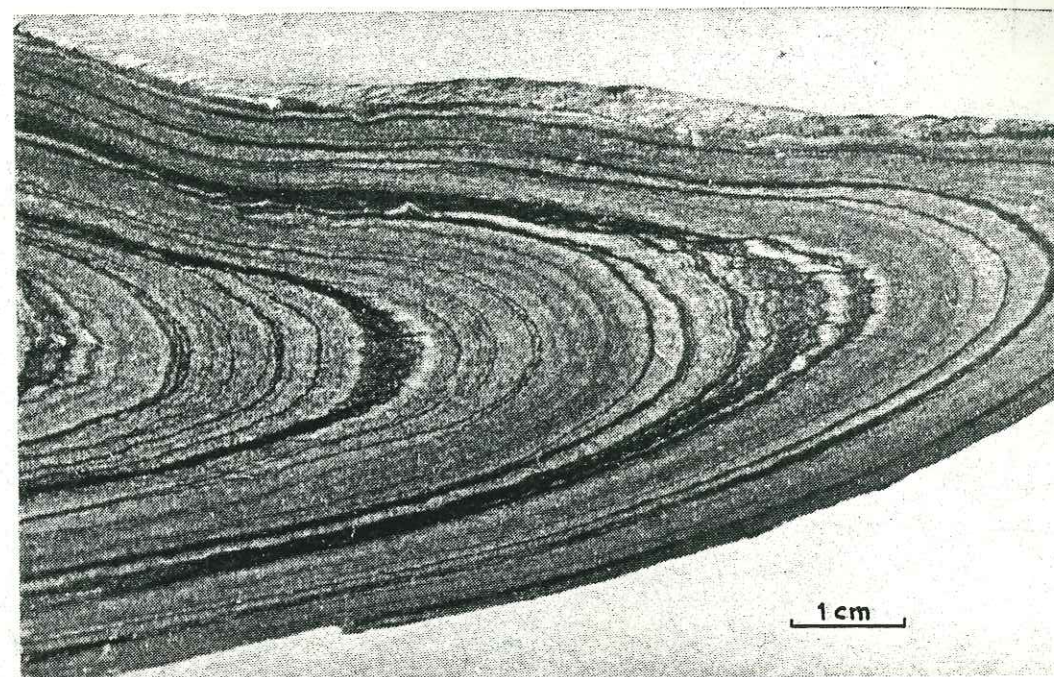


(f)

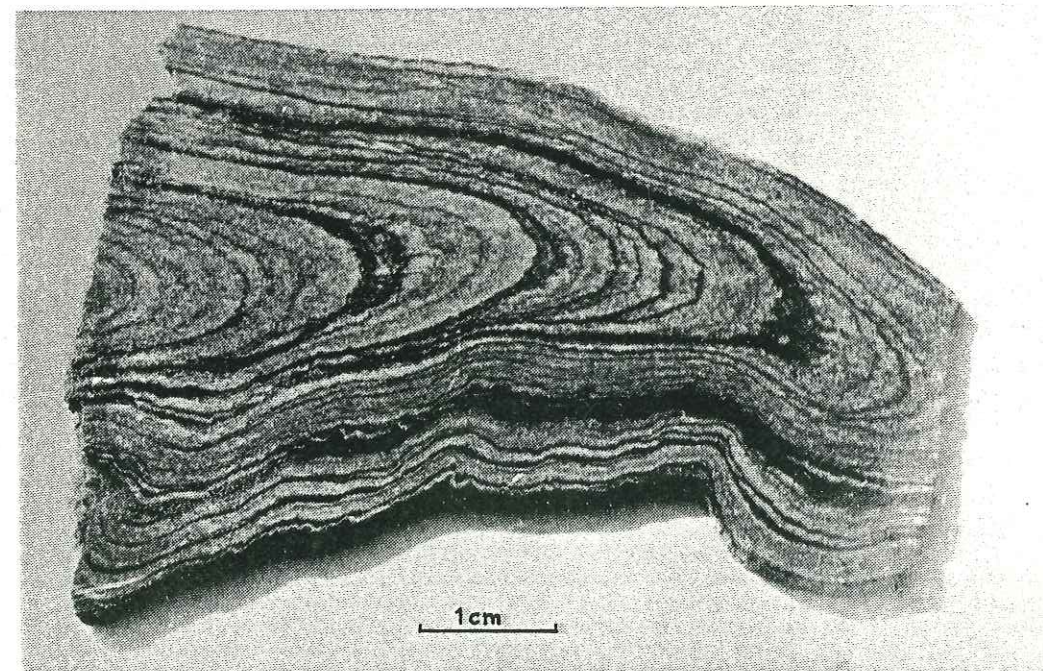
Planche III.2

Six coupes sériees d'un échantillon de Schistes lustrés du Mont Jovet. Observer la forme des plis en fourreau de la photo (a) jusqu'à la photo (f). Deux plis sont visibles sur la photo (a) ; ils se "condensent" en une structure en forme d'yeux (photo b,c, d,e) et ensuite "disparaissent".

Planche III.3



a. Section X-Z d'un pli P2 dans les Schistes lustrés du Mont Jovet. Elle montre la variation de type de plis (cf. Fig. 3.20).



b. Section Y-Z du même échantillon (section perpendiculaire à L2). Elle montre une figure d'interférence de type 3.

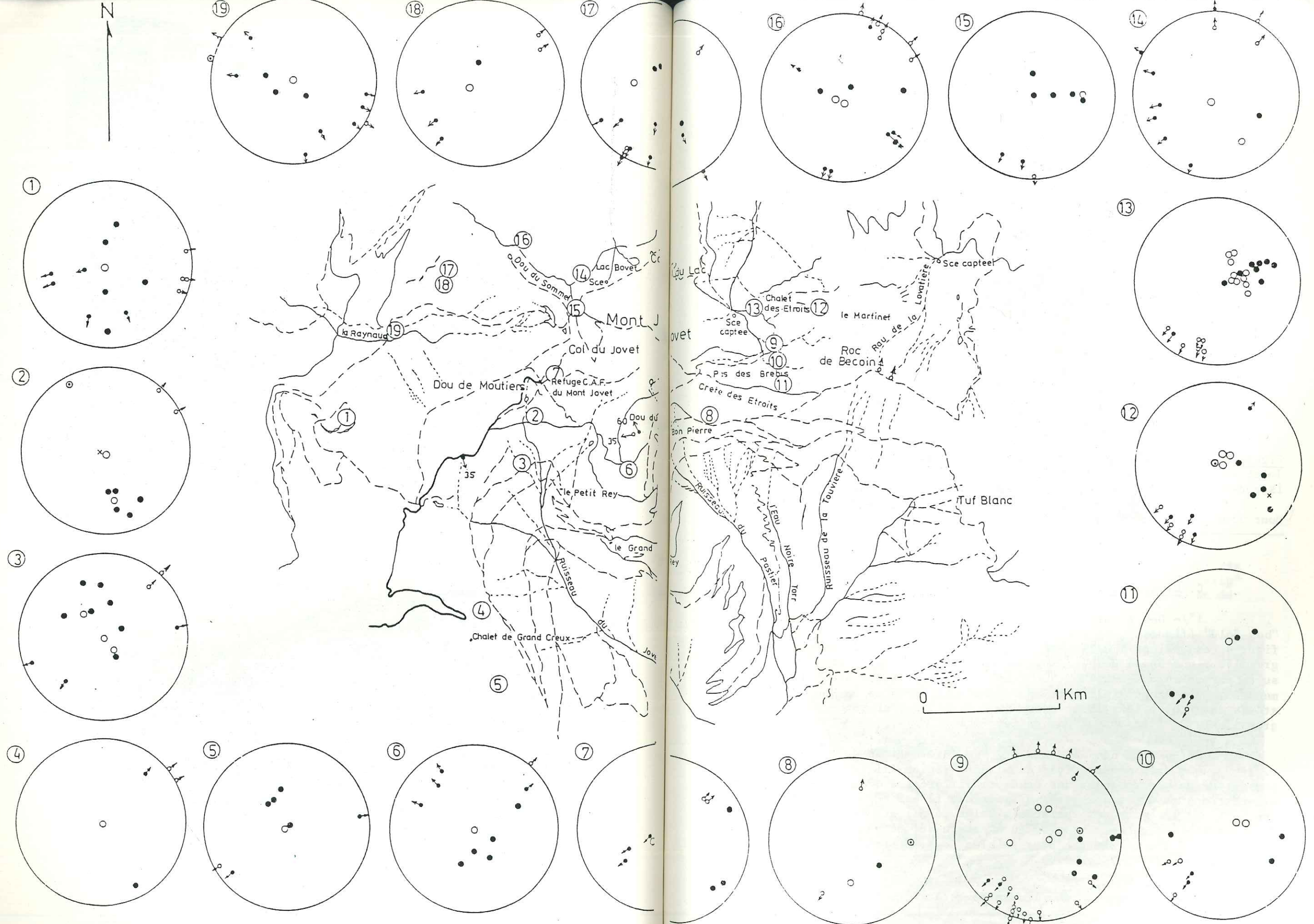


Figure 3.19 CARTE DE POSITIONNEMENT DES STEREOGRAMMES CUMULATIFS
 ● plan axial-schistosité de mesopli 2. ●→ axe de micro et mesopli 2. ○ S₀₋₁

○ plan axial-schistosité de mesopli 3. ○→ axe de micro et mesopli 3.
 ∩ hémisphère inférieur, canevas Schmidt, représentation polaire x Fente de tension

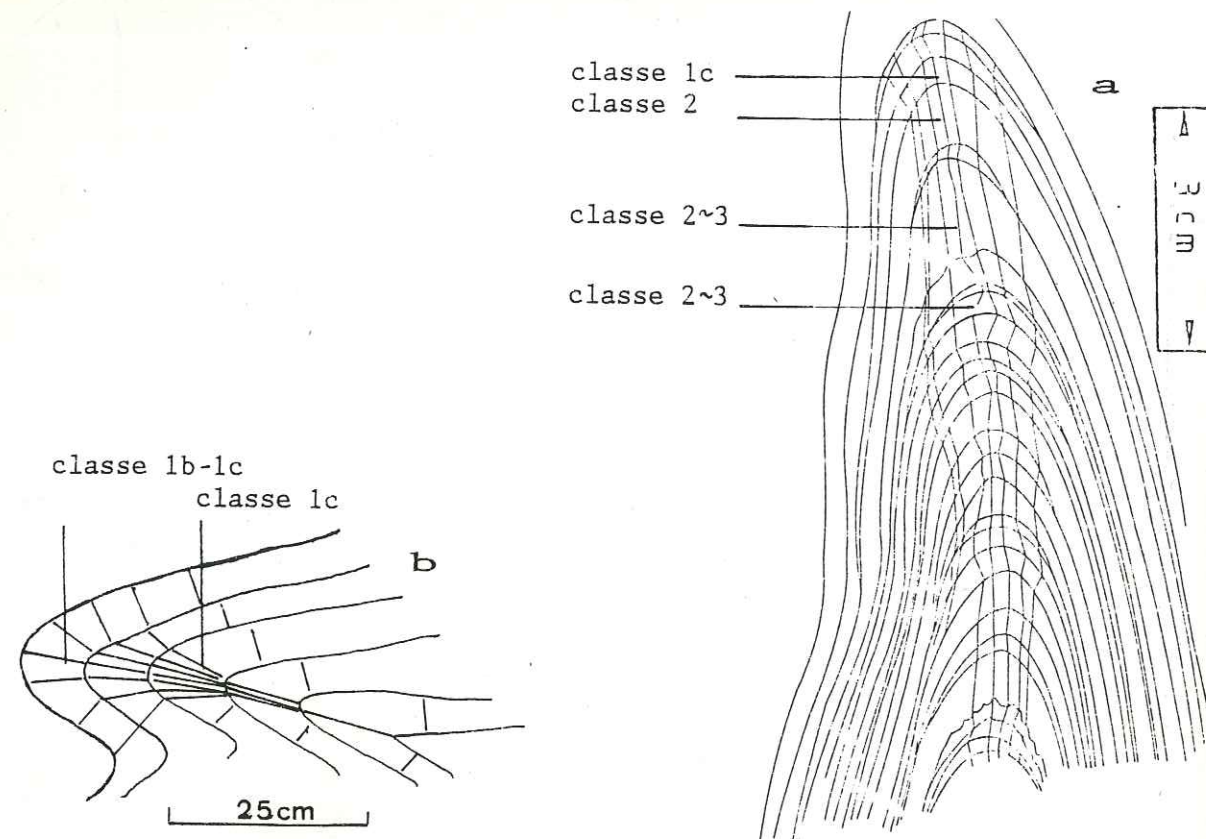


Figure 3.20 : a. Section d'un pli P2 dans les Schistes lustrés du Mont Jovet qui montre la variation de type de plis (Ramsay, 1967 - méthode des isogones) dans différentes couches (cf. planche III.3).

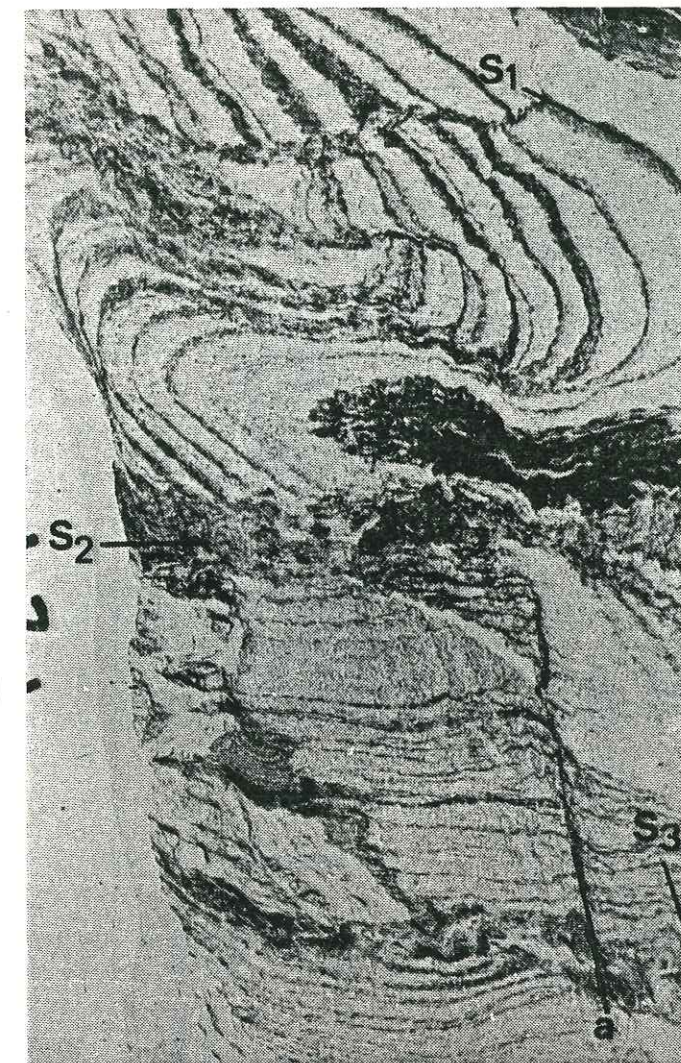
b. autre section d'un pli P3 dans les Schistes lustrés du Mont Jovet, qui montre la variation de type de plis.

C. DISCUSSION.

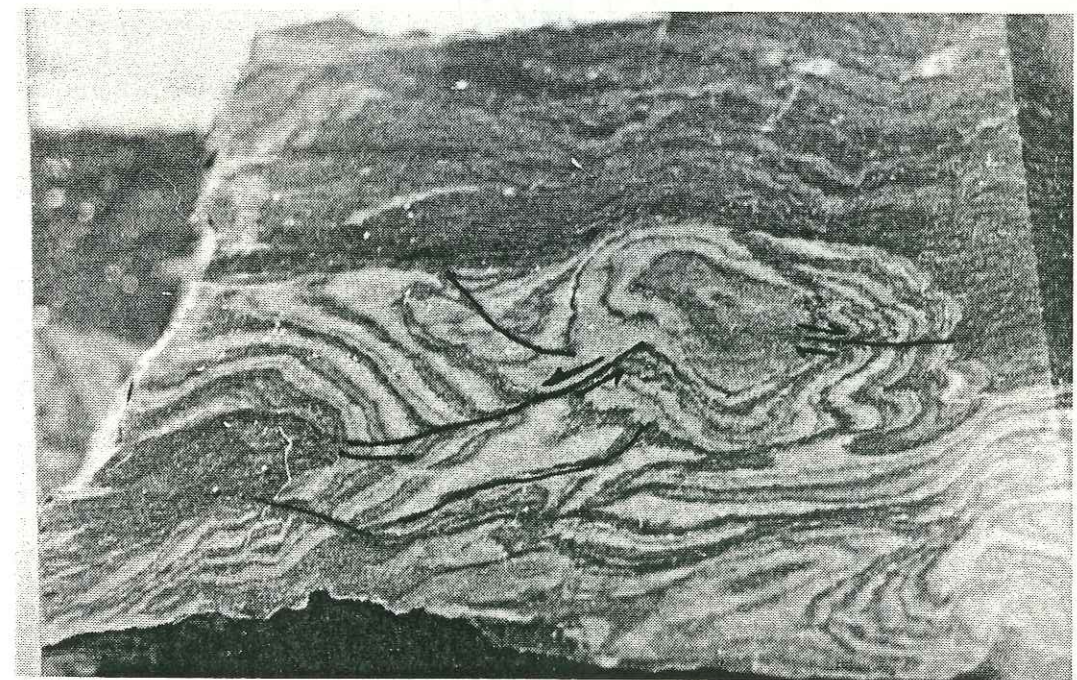
1°/- Des figures d'interférence formant ce que l'on appelle des "box fold" (figure 3.16) s'observent parfois entre les plis P2 et P3. Ces figures ressemblent à celles produites au cours d'une déformation progressive ; une phase de pli isoclinale (P2) intervient d'abord suivie ensuite par un enroulement de la charnière du pli, créant ainsi le plissement P3. On propose ainsi que dans le cas des schistes du Mont Jovet les stades de déformations intervenant de P2 à P3, soient successifs et progressifs (J.P. Brun et P. Choukroune, 1981).

2°/- Comme nous l'avons vu, les déformations dues aux phases P2 et P3 sont très pénétratives dans cette région (figure 3.19). Elles présentent malheureusement des échelles différentes ; en conséquence les orientations mesurées sont très dispersées. Il est même difficile de les analyser par la carte des surfaces axiales, ainsi que cela se fait dans d'autres régions métamorphiques, où n'existe qu'une seule phase de déformation très forte et d'autre plus faibles (B.E. Hobbs, W.D. Means et P.F. Williams, 1976, p. 367, etc...).

3°/- La présence de plis en fourreau dans les schistes lustrés



a. Microstructures dans une lame mince de Schistes lustrés du Mont Jovet. (Dou du Sommet). Phénomène de "strain slip" ou "pressure solution" le long des directions de S2 et de S3.



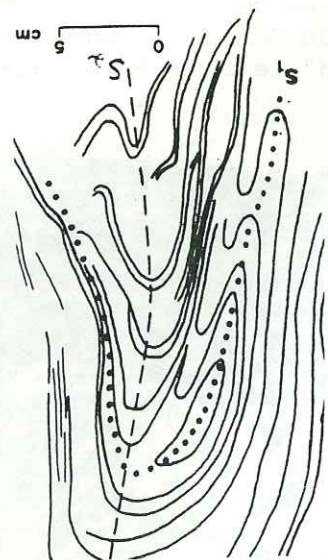
b. Glissements ou cisaillements subparallèles au plan axial du pli en fourreau.

Tableau C: Tableau synoptique des déformations synschisteuses des Schistes lustrés du Mont Jovet.

1. Analyse des méso
et des
microstructures

Plis P1

isoclinaux, à schistosité
de plan axial (S1)
soulignée par des micas
blancs, des ankérites.
et des quartz.

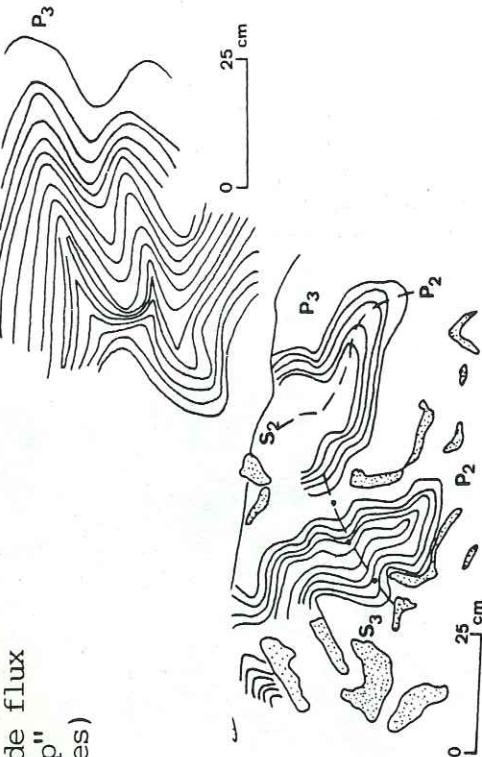


Plis P2

isoclinaux à sub-isoclinaux,
déclivés à métriques,
à axe courbe, parfois
en forme d'yeux.
(S2): clivage de flux
ou "strain slip"
(plis semblables)

Plis P3

de forme variable,
disymétriques coniques,
déclivés à métriques.
(S3): clivage de crénulation.



figures d'interférence
de type 3 (Ramsay 1962).

Déformation progressive

2. Schistosités et linéations.

Plan axial faiblement incliné
Axes des plis: leur direction
est comprise entre N 0° et N 90°

du Mont Jovet suggère que la déformation est noncoaxiale (Hugon, 1982). C'est-à-dire que les axes principaux de l'ellipsoïde des déformations ont tourné pendant la déformation. Dans ce cas, un tel plissement se serait formé par amplification cinématique d'inflexions de surface, ainsi que l'ont montré H. Quinquis (1980) et P.R. Cobbold & Quinquis (1980). Les plis phase II dans les Schistes lustrés du Mont Jovet sont de type semblable (figure 3.20), ils sont toujours associés à un petit nombre de cisaillements (planche III.4b) parallèles au plan axial du pli ; ces faits tendent à montrer que le plissement est de type passif durant la déformation.

D. AGE DES DEFORMATIONS.

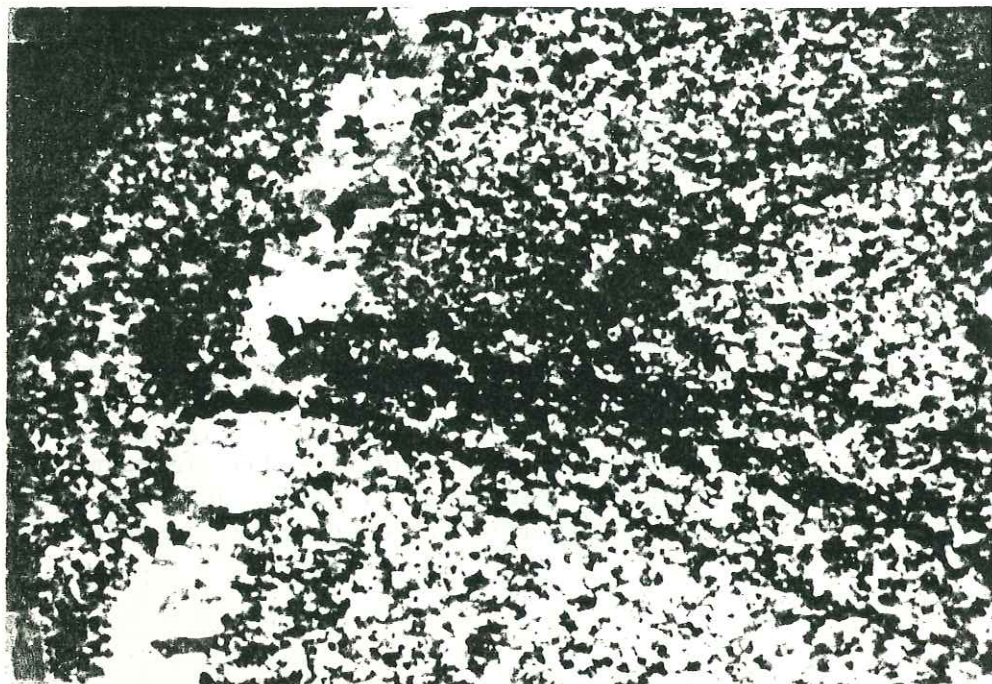
Il ne peut être déterminé directement car aucun reste fossile n'a été découvert à ce jour dans cet ensemble de Schistes lustrés. Plus à l'intérieur de la chaîne, le premier métamorphisme synschisteux est rapporté à la phase dite éoalpine (70 MA) ; on sait par ailleurs que ce matériel est charrié sur les couvertures briançonnaises dont le terme le plus récent est d'âge paléocène (Eocène inférieur ?). Ainsi donc les déformations décrites ont pu se développer du Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène (inclus ?).

E. CONCLUSIONS (cf. tableau C).

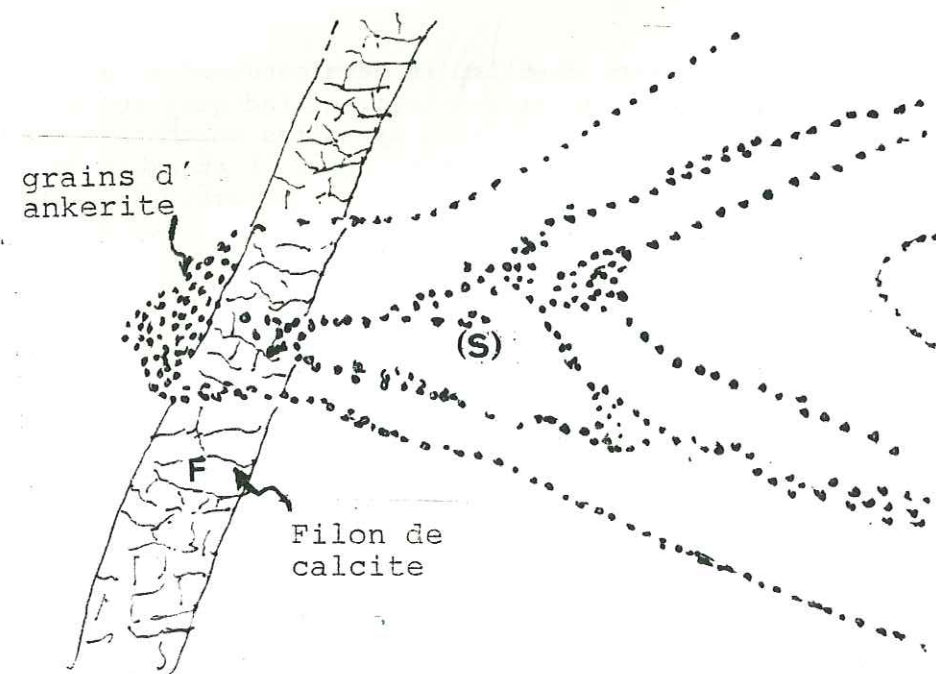
Par l'analyse des figures de superposition de plis, on montre que les Schistes lustrés du Mont Jovet ont été affectés par trois phases de plissement synschisteux.

Les plis de la phase II peuvent s'accompagner de structures en fourreau.

La courbure des axes de plis, le développement de plis en fourreau et les enroulements des charnières semblent indiquer que de la phase II à la phase III, les structures se sont produites au cours d'une déformation progressive dans un régime de cisaillement. L'ensemble de ces déformations est d'âge alpin et a pu se développer à partir du Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène (inclus ?).



a. lame mince de microstructures des Schistes lustrés du Mont Jovet. Elle montre un pli de type "flexure slip" et la structure en "saddle reef". (cf.pl.IV.5).



b. Dessin des structures de la lame mince. (S) : "saddle reef".

CHAPITRE IV

SIMULATION DES DEFORMATIONS NATURELLES A L'AIDE DE MODELES ANALOGIQUES

I. INTRODUCTION.

L'enchaînement des plis décrits dans la zone des Brèches de Tarantaise (schistes verts et violets du Permien et flysch de la région de Moûtiers) ainsi que dans les schistes lustrés du Mont Jovet, est lié à des déformations polyphasées à forte coaxialité. Mais la géométrie du plissement et les paramètres de la déformation totale dans ces régions sont caractéristiques d'une déformation non coaxiale assimilable à celle des modèles en cisaillement simple global (P.R. Cobbold et H. Quinquis: 1980 ; Hugon, 1981). En outre, différents ordres et styles de plissement peuvent s'observer entre les couches compétentes et les couches incompétentes dans ces unités.

Ces faits m'ont amené à bâtir différents modèles pour vérifier :

a. si les différentes déformations qui se produisent en régime de cisaillement simple global peuvent ressembler à celles produites en régime de cisaillement pur global.

b. si au cours d'une déformation en régime de cisaillement simple global, il est possible de voir se produire plusieurs "phases de plis" dans les niveaux compétents lorsqu'ils sont peu épais et une seule "phase de plis" dans les niveaux incompétents lorsqu'ils sont épais, à la condition que des différences de viscosité significatives existent entre ces diverses assises.

On donc été réalisés des modèles déformés en régime de cisaillement simple d'une part, et des modèles de superposition de plis de flambage (flexure slip folds), d'autre part.

II. LES MODELES DEFORMES EN REGIME DE CISAILEMENT SIMPLE.

A. GEOMETRIE INITIALE DES MODELES.

Deux modèles ont été réalisés ; un seul s'est révélé exploitable (modèle n° 2). Chaque modèle a initialement la forme d'un parallélépipède rectangle de 5 x 10 x 40cm. Seule la géométrie interne du volume ainsi défini varie d'un modèle à l'autre.

La géométrie initiale du modèle n° 2 est représenté sur la figure 4.1.

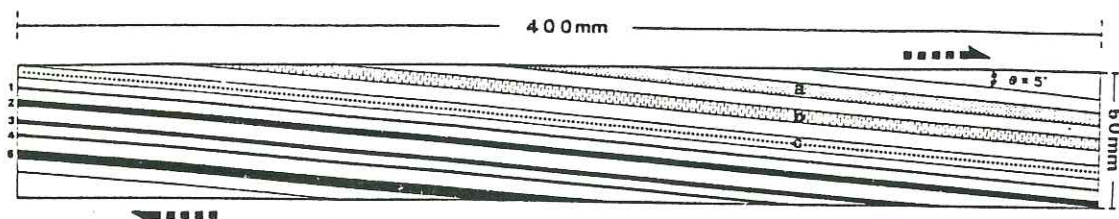


Figure 4.1. : Géométrie initiale du modèle n° 2. Elle consiste en deux groupes de couches spéciales :

- A: Groupe I : Silicone (40%) mélangé avec de l'oxyde de fer (60%).
 1. $0,7 \pm 0,1$ mm d'épaisseur ; 2. $2,0 \pm 0,1$ mm d'épaisseur ;
 3. $1,5 \pm 0,1$ mm d'épaisseur ; 4. $0,9 \pm 0,1$ mm d'épaisseur ;
 5. $3,0 \pm 0,2$ mm d'épaisseur.
 B: Groupe II : Silicone mélangé avec de la plasticine, en une couche de $5 \pm 0,2$ mm d'épaisseur.
 a. silicone 50% + plasticine 50%
 b. silicone 80% + plasticine 20%
 c. silicone 90% + plasticine 10%

Entre chaque couche du groupe 1 et du groupe 2, on utilise de la silicone pure.

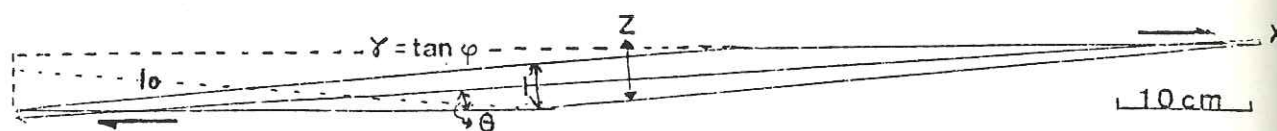


Figure 4.2 : Géométrie de la déformation finie du modèle n° 2. Le plan X-Z étant le plan de cisaillement ; l_0 , la longueur avant la déformation et l , la longueur après la déformation d'une ligne passive. θ , angle entre plan cisaillement et direction d'élongation maximale finie (X) ; Z direction de raccourcissement maximum finie ; ϕ : angle de cisaillement.

B. METHODE EXPERIMENTALE.

Le processus suivi est adapté de H. Quinquis (1980) et Hugon (1982).

1°/- Matériaux utilisés :

- Nous n'avons employé que trois matériaux, une pâte silicone (Rhodorsil R Gomme Spéciale GS 1 R, fabriquée par Rhône-Poulenc) ; de la plasticine (Standard Violet Plasticine, fabriquée par Harbutt's Ltd, Angleterre) et une fine poudre d'oxyde de fer (Fe_2O_3).

- Selon le fabricant, le rapport contrainte sur taux de déformation est pratiquement linéaire dans la silicone, à des températures variant de $-40^\circ C$ à $100^\circ C$ et sous contrainte cisailante. A $20^\circ C$, cette

contrainte est de $1,6 \times 10^5$ poises et, à $100^\circ C$, de 10^3 poises.

Elle est commercialisée sous forme d'une pâte de couleur rose pâle. On a pu obtenir des colorations plus foncées et changer la viscosité en ajoutant un peu d'une fine poudre d'oxyde de fer (Fe_2O_3). Ce pigment minéral et la silicone sont chimiquement inertes ; leur mélange est stable. Toutes les roches compétentes du groupe I sont faites de silicone saturée en oxyde de fer (60% pondéral) ; elles conservent leurs qualités rhéologiques pour de faibles vitesses de déformation. On note des différences de viscosité entre ce mélange et la silicone pure. Cependant, bien que ne l'ayant pas mesuré exactement, nous estimons que le rapport de viscosité est d'environ 3/1.

La plasticine présente un rapport contrainte sur taux de déformation fortement non-linéaire (Mc Clay, 1976). On y révèle parfois des phénomènes d'amollissement entraînant la formation de bandes de cisaillement et de fractures. Ces propriétés en font un matériau utilisable pour la confection d'une couche résistante, susceptible de se boudiner lors de la déformation.

2°/- Construction du modèle :

Les modèles ont été réalisés directement dans la machine à cisaillement (pour une description détaillée de cette machine, voir P.R. Cobbold et H. Quinquis, 1980, annexe 1). Seule la couche compétente (a) du modèle n° 2 a été réalisée avec 50 w% de plasticine (amenée à épaisseur au moyen d'un rouleau). Toutes les autres couches ont été amenées à l'épaisseur voulue par pression entre les deux plaques rigides, munies de butoirs (cales d'épaisseur). Les modèles ont été réalisés couche par couche, la pose des couches se faisant au moyen de feuilles de rodhoïd (matériau semi rigide pendant le transport et la pose des couches). Les surfaces obtenues sont très planes, car la silicone, au bout de quelques heures (2 à 3), est en équilibre hydrostatique ; de ce fait les niveaux marqueurs ne présentent pas de brusques variations d'épaisseur.

3°/- Déformation du modèle :

Les modèles sont ensuite déformés dans une machine pouvant simuler un cisaillement simple de grande amplitude finie ($\gamma < 30$). L'épaisseur, pourtant faible, des plaques coulissantes (5cm) entraîne quelques perturbations aux limites lors de cisaillement intenses. On réduit les frottements contre les parois latérales de plexiglas à l'aide d'un lubrifiant (savon liquide). Théoriquement, un tel modèle aurait dû subir un cisaillement simple homogène. En fait, le frottement sur les parois latérales (non lubrifiées lors de ce test) entraîne quelques perturbations aux limites (H. Quinquis, 1980). Cependant, celles-ci décroissent rapidement vers le centre

du modèle et, comparées à ses dimensions extérieures, deviennent négligeables à environ 1 centimètre des parois latérales. On ne doit pas en déduire évidemment que les perturbations aux limites décroîtraient aussi rapidement dans un modèle à déformation interne instable. Cependant, le savon liquide réduit fortement les forces de frottement (Tableau D).

4°/- Dissection des modèles :

Après déformation du modèle, la machine à cisailier est refroidie entièrement à - 30°C avant d'en extraire le modèle. On peut alors le manipuler et le couper sans causer de déformation interne significative. On effectue alors des coupes sériées qui sont photographiées toujours à froid.

C. PARAMETRES DE LA DEFORMATION FINIE.

L'amplitude finie de la déformation dépend essentiellement de la géométrie initiale des modèles. Pour le modèle n° 2, on arrête la déformation avant que la surface enveloppe des couches compétentes ne franchisse la limite champ de raccourcissement/champ d'extension incrémentale.

L'intensité atteinte est de $\gamma = 11,4 \pm 0,2$ ($\text{Arctg } \phi = 84,9 \pm 0,1$). Cela équivaut à un écart angulaire de $5,0 \pm 0,1^\circ$ entre la direction d'élongation maximale finie et la direction de cisaillement (figure 4.2).

Le raccourcissement, pour une ligne passive initialement parallèle à la couche compétente, est d'environ 91,2%.

$l_0 - l_1 / l_0 = 0,912$

Le rapport axial de l'ellipse de la distorsion homogène finie correspondant est de $x/z = 130 \pm 10$.

	1	2	3	4	5	
\hat{w} :	3,58	10,7	8,0	4,46	15	mm
\hat{e} :	0,7	2	1,5	0,9	3	mm
\hat{w}/\hat{e} :	5,1	5,35	5,33	4,95	5,0	
μ/μ_0 :	3,23	3,70	3,67	2,94	3,02	

\hat{w} : longueur moyenne des ondes.
 \hat{e} : épaisseur moyenne des couches compétentes.
 μ/μ_0 : rapport de viscosité calculé.

Tableau D: Géométrie de la déformation finie pour les couches du groupe 1.

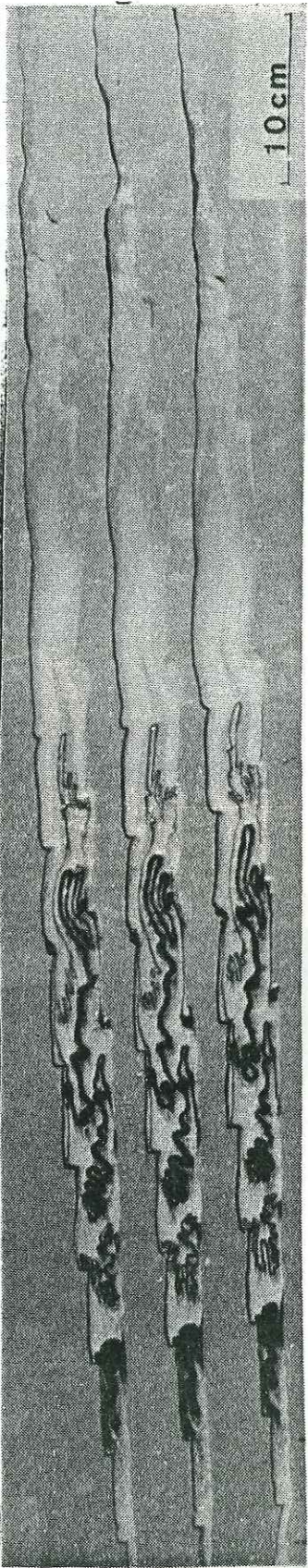


Figure 4.3a : Coupes longitudinales du modèle n° 2. Le cisaillement est dextre; la hauteur d'une coupe est de 5cm.

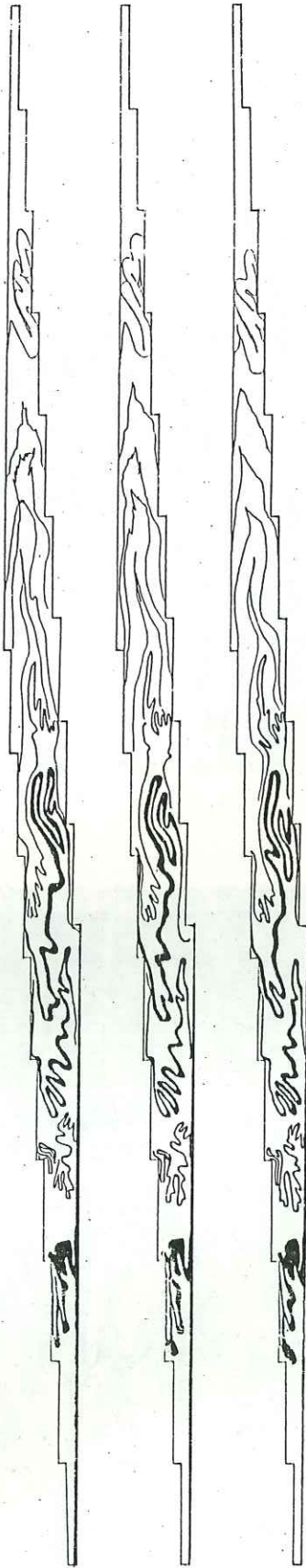
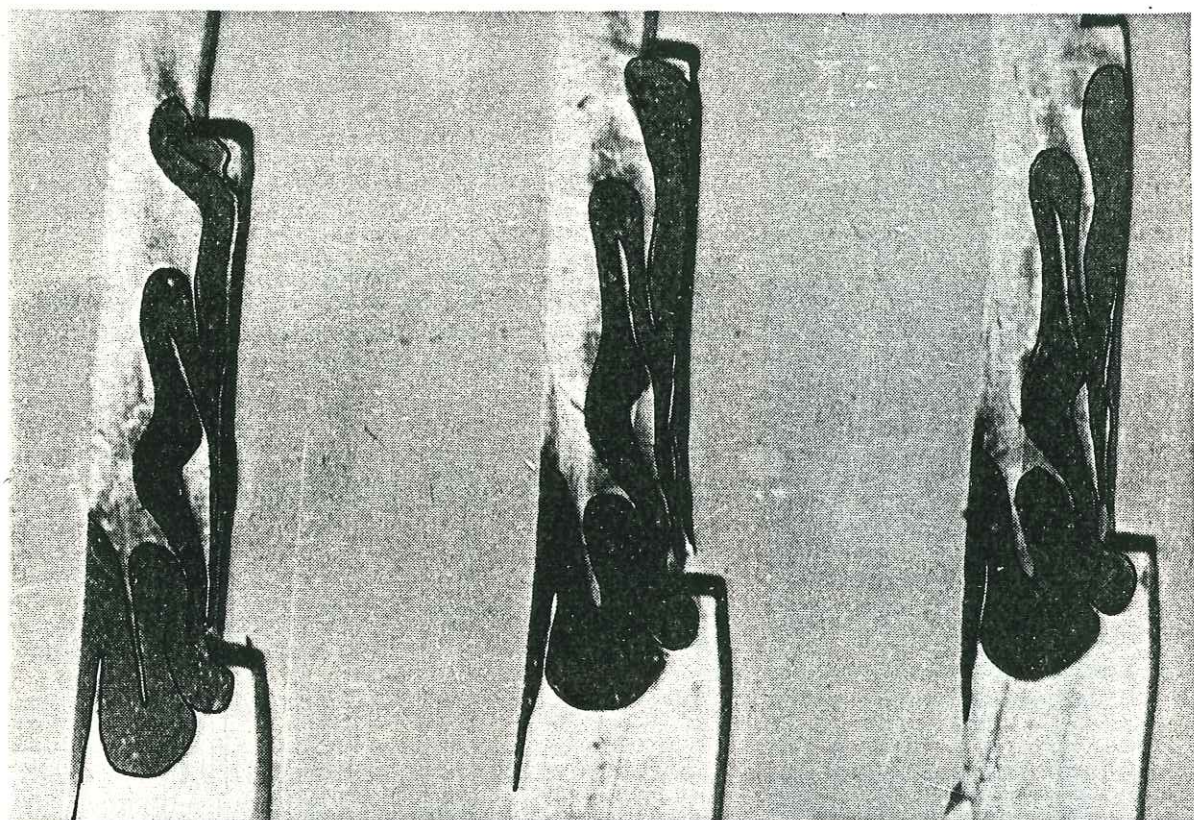


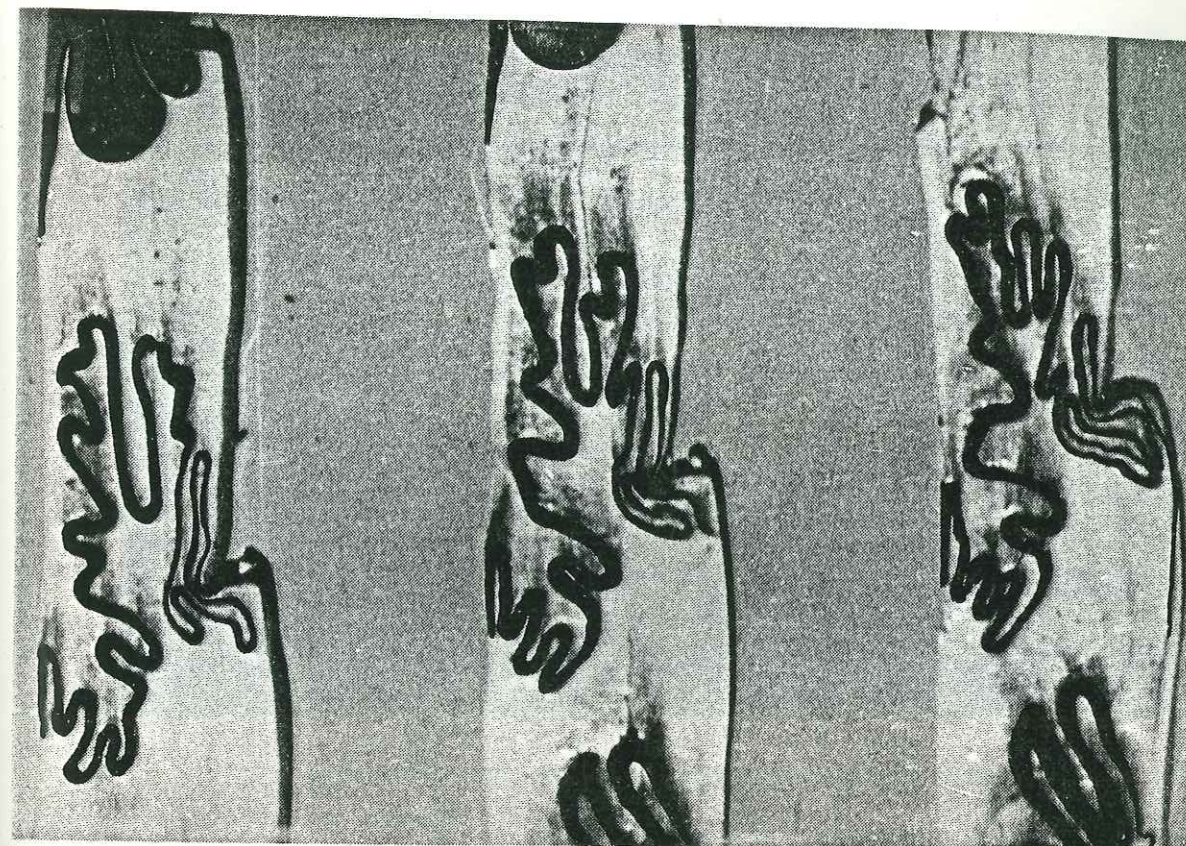
Figure 4.3b : Dessin des coupes de la figure 4.3a.



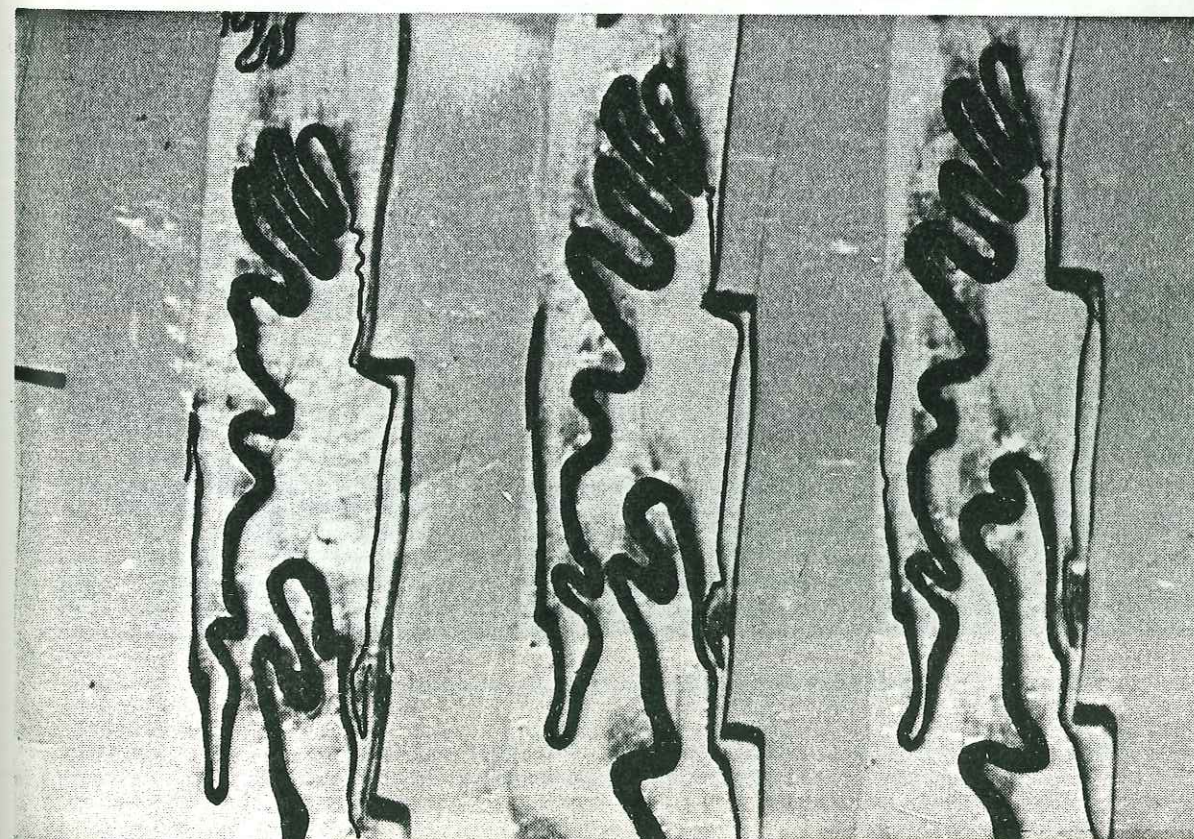
Détail de la couche 5



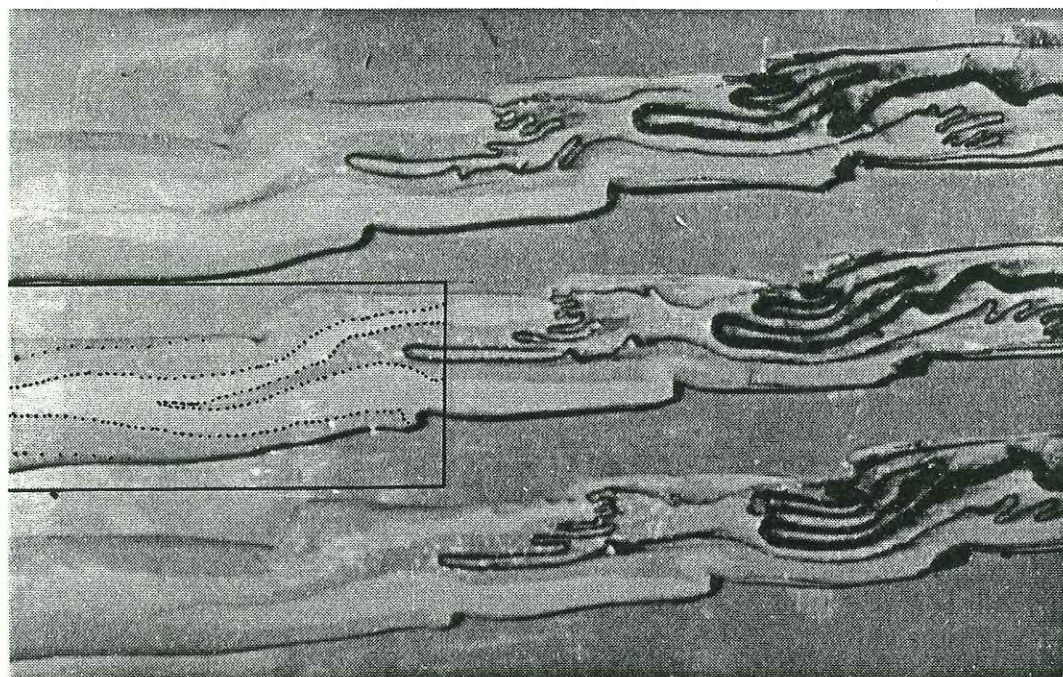
Détail de la couche a



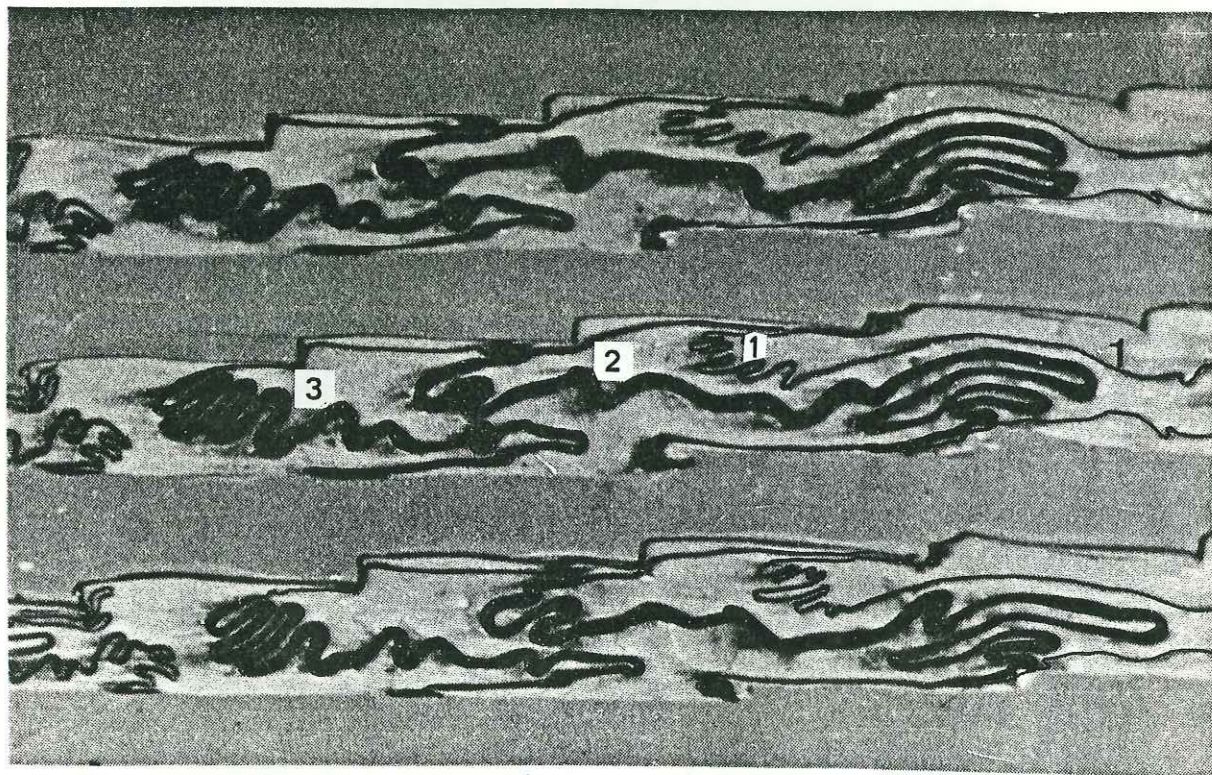
Détail de la couche 4



Détail de la couche 3



Détail des couches incompétentes.



Détail des couches 3, 2 et 1.

D. GEOMETRIE DES STRUCTURES DE LA DEFORMATION FINIE.

Pour obtenir des coupes sub-perpendiculaires et sub-parallèles aux axes des plis, le modèle a été découpé en 6 coupes longitudinales de $6 \pm 2\text{mm}$ et 30 coupes transversales de $5 \pm 2\text{mm}$. Afin d'éviter les effets de bordure, le bord latéral a été supprimé sur $1,5 \pm 0,2\text{cm}$.

1°/- Géométrie des structures :

Les résultats obtenus, en deux dimensions, des coupes longitudinales sont similaires à ceux obtenus par H. Ramberg (1959); S.H. Ghosh (1966), H. Quinquis (1980) et H. Hugon (1982), principalement en ce qui concerne la géométrie des couches compétentes.

A. LES COUPES LONGITUDINALES (figure 4.3).

a- Les couches compétentes du groupe 1 (tableau IV.1).

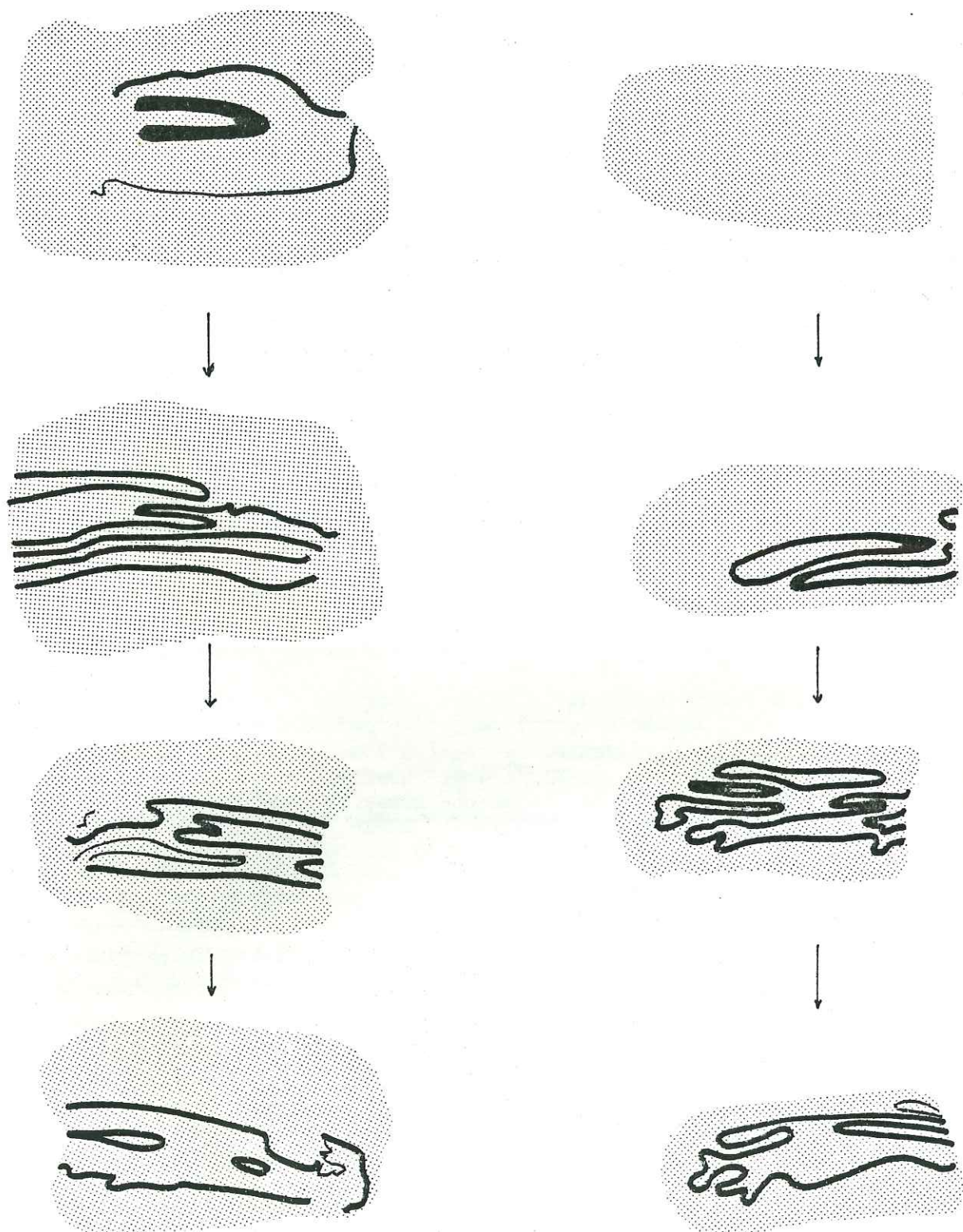
Dans le cas de ce modèle, cinq couches compétentes d'épaisseur différente, possédant presque le même rapport de viscosité avec la matrice ont été déformées. Le rapport de viscosité déterminé à partir des longueurs d'ondes caractéristiques (H. Ramberg, 1959 ; M.A. Biot, 1961) est de l'ordre de 3/1 à température ambiante. Classées en ordre d'épaisseur décroissante, ces couches compétentes seront notées ainsi : c.c. n° 5 ; c.c. n° 2 ; c.c. n° 3 ; c.c. n° 4 et c.c. n° 1 (figure 4.1.).

Sur les planches IV (1 à 3) on remarque que les structures, qui correspondent à un flambage sélectif des différentes couches, présentent deux ou trois échelles différentes de déformation, deux pour les couches 2, 3 et 2, 5 et trois pour les couches 1 et 4. L'ensemble de ces systèmes de structures, ainsi que leur enveloppe, forme une mégastructure asymétrique et déversée dans le sens du cisaillement global. Les macrostructures sont généralement asymétriques et déversées selon la direction de la charnière de la mégastructure (structure en S et Z). Nous remarquerons également que les microstructures (n° 1 et n° 4) obéissent au même schéma (structure en S et Z) indiquant des cisaillements secondaires identiques à ceux mis en évidence par S.K. Ghosh (1966). Les structures asymétriques présentent un épaississement relatif des flancs inverses par rapport aux flancs normaux.

Si l'on prend comme surface de référence les plans cisailants, nous remarquons que les macrostructures des c.c. n° 1 et 4 sont des plis isoclinaux, ce qui indique que ces structures ont opposé une plus faible résistance aux effets de la déformation globale que les structures équivalentes des autres couches (c.c. 2, 3, 5). Autrement dit, les macrostructures des c.c. n° 1 et n° 4 ont eu le comportement d'anciens flancs inverses de microstructures qui se déplissent secondairement dans le champ d'extension de la déformation ("Unfolded" in Ramberg, 1959 ; D. Flinn, 1962).

b- Les couches compétentes du groupe 2.

Il apparaît que les couches b et c (figure 4.1) comportant 20% et 10% de plasticine ne présentent pas beaucoup de différence de compétence



Deux séries de coupes montrant la forme des plis en fourreau.

avec les couches faites de silicone pure. Elles forment des plis semblables au cours du cisaillement global. Elles ont les mêmes caractéristiques que les niveaux marqueurs décrits par H. Hugon. Cependant, la couche composée de 50% de plastiline est très visqueuse. Elle forme les plis actifs où les phénomènes d'ondulation (Mullion structure) soulignent le grand contraste des couches de différentes compétences par rapport aux couches de silicone pur (J.G. Ramsay, 1967 : déformation non-linéaire).

B. LES SECTIONS TRANSVERSALES.

De nombreuses structures de plis en fourreau sont visibles sur les sections transversales (planche IV.4).

E. INITIATION ET DEVELOPPEMENT DES PLIS ACTIFS.

1°/- Assymétrisation :

- Dans le régime de cisaillement simple global, les axes de compression et d'extension changent par rapport à la direction de cisaillement, de ce fait, l'assymétrisation des plis est renforcée.

- D'après J.G. Ramsay (1984), les divers stades de la déformation du modèle n° 3 de H. Hugon montrent que les plis initiaux sont symétriques puis, au fur et à mesure que la déformation s'intensifie, ces plis deviennent assymétriques (cf. H. Ramberg, 1959, 1963, 1964 ; S.K. Ghosh, 1966 ; R. Manz et J. Wickham, 1978). Ce fait indique que le plissement par flambage est un marqueur de l'anisotropie mécanique du milieu le plus passif à la déformation, à l'échelle de la structure.

Cependant, le contrôle mécanique persiste car nous voyons des plis se déplisser ("unfolded" in H. Ramberg, 1959 ; D. Flinn, 1962) quand ils se retrouvent dans le champ d'extension de la déformation incrémentale. C'est pourquoi nous avons pu observer des changements d'épaisseur brusque au niveau des couches compétentes c.c. n° 1, 2, 3, 4, 5 (planche IV. & à 3). Ces épaisissements proviennent du fait que, lorsque les flancs inverses des structures se trouvent dans le champ de raccourcissement, ils ne peuvent plus produire un plissement par flambage (longueur des flancs inférieurs à une longueur d'onde caractéristique). Il en résulte un épaisissement homogène de la couche compétente en position de flanc inverse ("layer shortening", Ramberg, 1964). Au contraire, les flancs normaux se trouvant dans le champ de l'étirement sont amincis (si la direction de ces flancs amincis se retrouve par la suite dans le champ de raccourcissement, il peut en résulter un nouveau flambage dont la longueur d'onde caractéristique dépendra de l'épaisseur de la couche compétente).

2°/- Flambage de deuxième ordre :

Ainsi que l'a décrit H. Ramberg (1964), l'ensemble "couche compétente-matrice" se comporte comme une unique couche compétente. En effet, après un certain taux de raccourcissement (flambage et épaisissement),

l'ensemble s'est plissé par flambage, générant une structure de deuxième ordre. Le flanc normal de cette structure s'est progressivement parallélisé puis est resté parallèle à la direction de cisaillement (direction de non déformation longitudinale), cela explique l'assymétrie prononcée des macrostructures du flanc.

Par contre, en ce qui concerne le flanc inverse de cette structure de second ordre, le raccourcissement par flambage s'est poursuivi au niveau des couches, la direction de la surface enveloppe de ce flanc se trouvant toujours dans le champ du raccourcissement incrémental.

Il est à remarquer qu'initialement, la plupart des macrostructures sont déversées dans le direction du cisaillement global alors que la géométrie finale des structures plissées présente des macrostructures en S et Z. Ceci indique qu'un cisaillement secondaire a redressé (symétrisé) puis assymétrisé les macrostructures de flanc inverse. Cette observation est conforme à celles effectuées par S.K. Ghosh (1966).

- La propagation transversale (perpendiculairement aux axes) de plis initiés simultanément en différents points d'une couche compétente crée des interférences (cf. A.J. Watkinson, 1976). Ces interférences produisent des plis en "boîte" ("pli coffré", box fold) et aussi la présence de plis à assymétrie inverse de l'assymétrie statistique (cinématique).

- La propagation longitudinale (parallèlement aux axes) montre que le plissement s'est initié principalement en bordure de couches compétentes (à partir d'inflexions de faible amplitude créées lors de la pose des couches compétentes). Il en résulte des interférences de propagation des charnières vers le centre des couches compétentes (relais de charnières obliques et en pattes d'oie) identiques à celles obtenues lors d'une déformation co-axiale (cf. P.R. Cobbold, 1976, 1977a et b).

3°/- Les structures passives :

H. Ramberg (1962) a démontré que théoriquement l'épaisseur des zones de distorsion de contact dans la matrice (contact strain) est, au maximum, égale à la longueur d'onde initiale du plissement par flambage (length of arc). Or, dans le cas du modèle n° 2 (planche IV.3) par exemple, nous observons une distorsion dans la matrice au-delà d'une longueur d'onde initiale du plissement. Cette observation met en évidence un fait important dont les conséquences sont multiples quant à l'évolution et à la géométrie finie des structures passives.

En effet, cette anomalie de l'épaisseur de la zone de distorsion de contact dans la matrice (autour de la couche compétente) provient du fait que, lors du cisaillement simple, le raccourcissement simultanément compensé par un étirement se traduit, dans la matrice, par une augmentation progressive de la distance entre surface enveloppe d'un niveau marqueur et surface enveloppe de la couche compétente. Cette augmentation de distance implique que des niveaux marqueurs initialement situés dans le champ d'influence de la couche compétente en sont progressivement extraites. Dès lors, ils n'enregistrent que les structures créées en zone de contact restant ou non

dans cette zone (durant la déformation progressive). En outre, il se crée divers types de structures telles que des figures d'interférence et des plis curvilineaires ainsi qu'un gradient de l'intensité de plissement.

4°/- Les superpositions de plis :

Dans ce cas les structures créées dans la matrice restent en permanence dans la zone d'influence de la couche compétente. De ce fait, les structures passives de cette zone résultent de la perturbation créée par la couche compétente, plus épaisse sur la cinématique globale. En effet, la couche compétente oppose une résistance au mouvement global, d'où une vitesse de rotation rétrograde des structures actives créées, par rapport à celles des structures passives entre les couches compétentes. Ceci crée une obliquité entre plans axiaux des structures passives et actives, ces dernières replissent alors les structures passives qu'elles ont initialement générées. Il en résulte que les structures actives sont antérieures aux structures passives qu'elles replissent ; ceci n'est pas sans conséquence quant à l'interprétation de telles structures dans le domaine naturel, pour lequel, généralement de telles structures (plis replissés) ne prouvent pas obligatoirement l'existence de deux événements tectoniques indépendants (planche IV.2).

5°/- Les plis curvilineaires :

Dans ce cas les niveaux marqueurs de la matrice sont progressivement extraits de la zone de déformation de contact. Il s'ensuit que les structures initialement induites dans la matrice par la couche compétente évoluent ensuite uniquement selon la cinématique de la déformation globale. Un tel processus est schématisé dans la figure 2.20 qui représente la propagation longitudinale et transversale du flambage d'une couche compétente. Ce flambage induit une déformation de la matrice à l'intérieur de la zone de contact des structures passives coniques. Ces dernières, se retrouvant en dehors de la zone de déformation de contact, évoluent selon la cinématique de la déformation globale d'où la formation de plis curvilineaires puis en fourreau si le processus se poursuit (H. Quinquis et al., 1978 ; H. Quinquis, 1980 ; P.R. Cobbold et H. Quinquis, 1980).

F. DISCUSSION.

1°/- Pendant la déformation de cisaillement simple global, les axes principaux (X, Y, Z) tournent progressivement (B.E. Hobbs, W.D. Means et P.F. Williams, 1976 ; P. Vialon, 1976), donc la déformation est nonco-axiale.

2°/- D'après P.R. Cobbold et H. Quinquis (1980) et H. Hugon (1982), il y a peu de chance de former des plis en fourreau dans des couches compétentes homogènes durant un cisaillement simple, sauf où il y a un défaut initial. Mais, dans un environnement de cisaillement, les couches compétentes de différentes compétences (ou viscosités) se plissent suivant diffé-

rentes longueurs d'onde et créent des interférences. Cela suffit peut être pour créer des zones de déflexion puis des plis en fourreau.

3°/- D'après J.P. Brun (communication personnelle), il est nécessaire d'émettre tout de même quelques restrictions concernant le modèle n° 2 :

- a- la quantité de cisaillement est trop grande comparativement à la vitesse de cisaillement ;
- b- l'effet de bord est également grand ; les plis en fourreau peuvent en être une conséquence.

G. CONCLUSION.

L'utilisation de la modélisation expérimentale a permis une meilleure compréhension des processus de la déformation progressive non coaxiale, notamment en ce qui concerne le rôle, important, des effets mécaniques. L'analyse géométrique en deux et trois dimensions ainsi qu'en termes de déformation progressive de ces effets mécaniques a permis d'établir les résultats suivants :

- au cours d'une déformation progressive les plis peuvent être formés par nucléation, assymétrisation et interférence ; le style de pli est très variable, il n'est donc pas un bon caractère pour une corrélation entre plissements ;

- le plan principal X-Y de la déformation finie est statistiquement coplanaire au plan de dispersion des axes de plis (formés par flambage) au cours d'une déformation progressive non coaxiale ;

- au cours d'une déformation progressive non coaxiale, des plis formés par flambage peuvent évoluer parallèlement à une direction d'extension maximale. Cette direction d'extension est alors l'expression d'un effet mécanique et ne représente qu'une composante de la direction d'extension maximale globale. Cette dernière ne peut être obtenue qu'à partir de marqueurs passifs ;

- des superpositions de plis donnant des figures d'interférence de type 1, 2 et 3 (J.G. Ramsay, 1962) peuvent être créés au cours d'une unique déformation progressive non coaxiale ; les structures actives replissantes sont alors antérieures aux structures passives qu'elles replissent ; il en découle qu'une différence de style de plissement n'est pas nécessairement l'expression de deux déformations distinctes.

III. LES MODELES DE SUPERPOSITION DE PLI DE FLAMBAGE (FLEXURE-SLIP FOLDS).

Ces modèles ont été établis pour tenter de comprendre les formes des plis de flambage et leurs figures d'interférence.

A. Méthode expérimentale.

1. Matériaux utilisés.

deux matériaux ont été utilisés

- a- pâte à modeler (plasticine, fabriqué en France) de différentes couleurs.

- b- membrane plastique.

2. Construction des modèles.

Les modèles ont été construits couche par couche à l'aide d'un rouleau, aux dimensions de : 40 x 10 x 0,1 cm. Chaque couche est séparée d'une autre par une feuille de membrane plastique.

3. Déformation des modèles.

Les plissements ont été induits par serrage des matériaux entre deux blocs de bois.

Pour obtenir les figures d'interférence de trois à cinq phases de pli de flambage coaxiales, la direction de serrage est toujours perpendiculaire aux axes de plis précédents.

4. Dissection des modèles.

Les sections ont été coupées perpendiculairement et verticalement aux axes de plis.

5. Géométrie de la déformation finie.

Les coupes verticales des modèles d'interférence de trois à cinq phases de pli de flambage coaxiales sont représentées sur les planches IV.5 et IV.6.

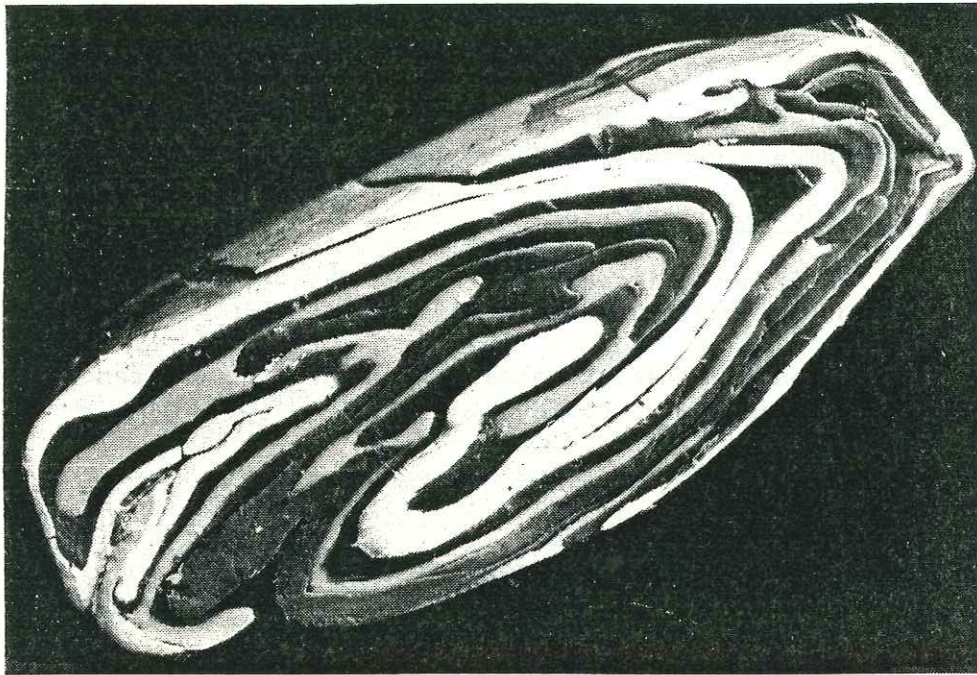
B. Discussion.

1°/- La membrane plastique évitant à la plasticine de se mêler, les déformations pendant le plissement doivent renforcer la déformation interne des couches de plasticine et les glissements en bordure de couches ainsi qu'entre les couches de plasticine et la membrane d'une part, et entre les membranes, d'autre part. Il en résulte donc des effets de type "flexure slip".

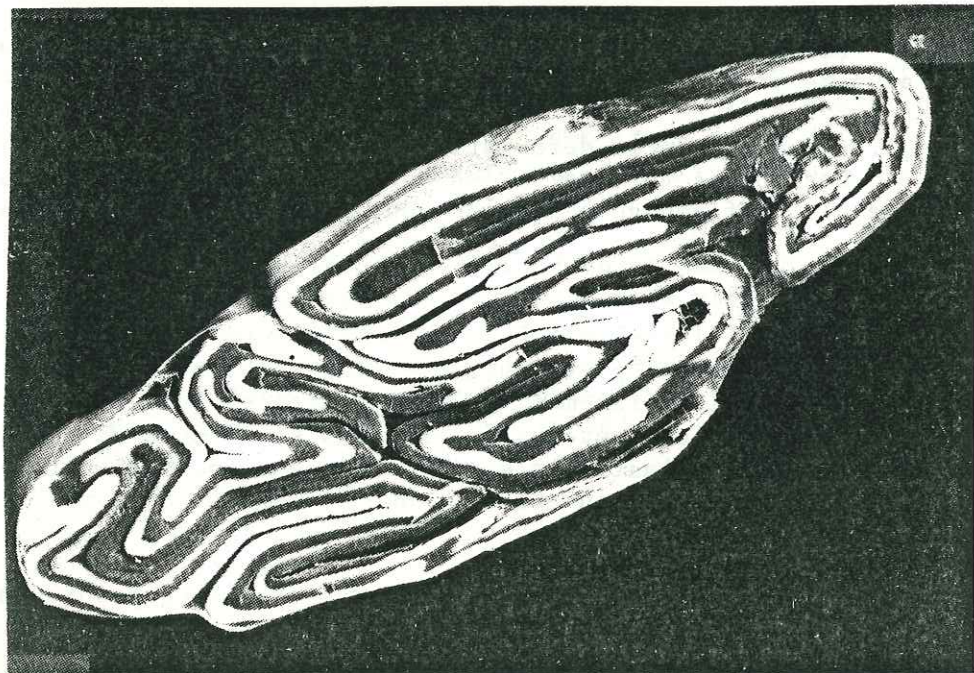
2°/- La direction de serrage étant toujours perpendiculaire aux axes des plis précédents, les effets de la déformation ressemblent à ceux du cisaillement pur.

C. Conclusions.

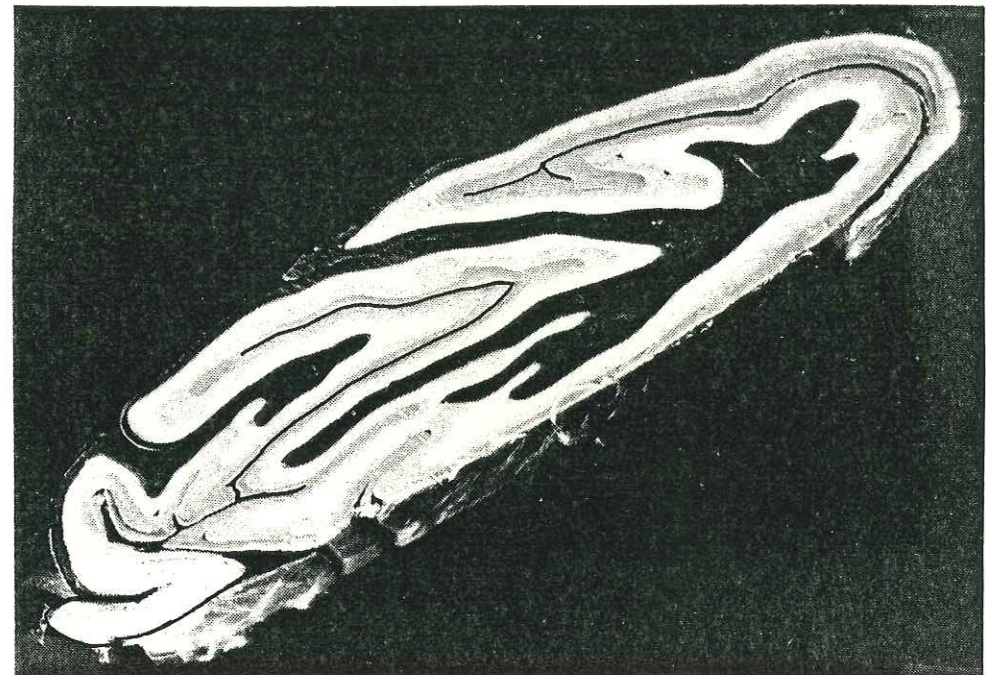
Dans la planche IV.5 on voit clairement la structure de type "saddle reef" (J.G. Ramsay, 1967 ; cf. figure 2.10 et 3.20, planches III.3 et III.5.



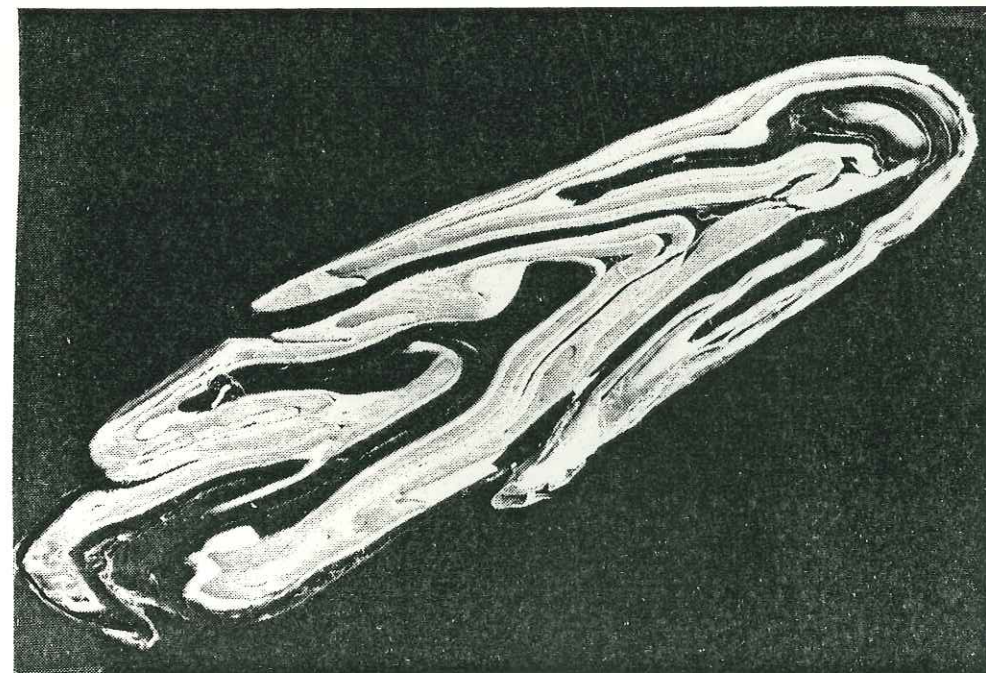
a. Figure d'interférence de 4 phases de plis de flambage. Elle montre la structure de type "saddle reef". (cf. Lu, 1982).



b. Figure d'interférence de 5 phases de plis de flambage.



a. Figure d'interférence de 4 phases de plis de flambage (Lu, 1982).



b. Figure d'interférence de 4 phases de plis de flambage.

Ces modèles m'ont permis de comprendre les figures d'interférence de plusieurs phases affectant les micaschistes de la région de La Penzé, pays de Léon du Massif Armoricaïn (Lu, 1982).

En régime de cisaillement, dans le cas de matériaux hétérogènes, des phénomènes de cisaillement pur peuvent se développer.

CHAPITRE V

DISCUSSION GENERALE

I. ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS.

. En ce qui concerne la zone des Brèches de Tarentaise :

- Les points de réduction des schistes verts et violets du Permien soulignent, sans doute, un environnement réducteur. La roche originale de ces schistes est peut être une ampélite.

- la série triasique : quartzites basaux, dolomies et évaporites appartiennent à une plate-forme continentale, peu profonde.

- la présence de phénomènes de granoclassement, de plis convolutés et de ravinements dans le flysch calcaire à blocs de Moûtiers, (base du Flysch de Tarentaise) indique qu'il s'agit d'une séquence olistostromique associée à des dépôts de turbidites calcaires.

. En ce qui concerne les Schistes lustrés du Mont Jovet :

Ils comportent des roches magmatiques basiques (serpentinites et gabbros), témoins d'une ancienne croûte océanique, recouvertes stratigraphiquement d'abord par un ensemble de "prasinites" (anciens tufs) et de marbres puis par une séquence méta-flyschoides. Cette dernière est formée de schistes sombres, de micaschistes et de marbres, gréseux ou non.

II. LES DEFORMATIONS REGIONALES.

. Les déformations ductiles :

- Trois phases de déformations synschisteuses affectent les matériaux étudiés, qu'il s'agisse des schistes verts et violets attribués au Permien, du Flysch de Tarentaise, qui s'est vraisemblablement déposé au début du Tertiaire, et, enfin, des schistes lustrés du Mont Jovet, formés de terrains d'âge compris entre le jurassique et le crétacé.

La phase P1 n'est bien différenciable des autres que dans le cas des schistes lustrés du Jovet. Ailleurs, on ne peut que la déduire et à l'aide des figures d'interférence de plis. Les affleurements les plus délicats à interpréter sont ceux du Flysch de Tarentaise dans lesquels des plis et des structures strictement d'origine sédimentaire miment des plis de phase P1.

Dans les schistes du Permien, il n'y a pas de déformations antérieures aux plis P1 observables, soit parce-qu'elles n'ont jamais existé, soit parce-qu'elles furent oblitérées par les plus récentes.

Les plis P3 du flysch montrent des déversements vers le Sud-Est. Ils résultent donc d'un mouvement de rétrocharriage (phénomène de blocage à l'arrière du massif du Mont Blanc en cours de montée ?)

- la présence de plis en fourreau dans les schistes lustrés du Mont Jovet suggère que la déformation est noncoaxiale (H. Hugon, 1982). Dans ce cas, un tel plissement se serait formé par amplification cinématique d'inflexions de surface, ainsi que l'ont montré H. Quinquis (1980) et P.R. Cobbold et H. Quinquis (1980). Les plissements de phase II dans les Schistes lustrés du Mont Jovet ont, en outre, des formes générales semblables (figure 3.20), ils sont toujours associés à un petit nombre de cisaillements (planche III.4b), parallèles au plan axial du pli ; ces faits tendent à montrer que le plissement est de type passif durant la déformation.

- du point de vue de la détermination de l'ellipsoïde de déformation, le rapport X/Z est beaucoup plus grand pour les schistes du Permien que pour le flysch à blocs étudié. A l'origine de cette différence interviennent sans doute essentiellement l'âge, la nature et le comportement de chacun des "nodules" ou galets analysés par rapport à leur matrice. Il faut ajouter également que dans le cas du Permien, l'ellipsoïde a été déterminé à partir de nodules se déformant au cours des phases de plissement, alors que dans le cas du flysch ce sont les fentes de tension, légèrement postérieures aux plis qui furent utilisées. On notera enfin qu'il existe une bonne similitude des résultats obtenus, avec ceux de J.C. Lancelot (1979) qui concernent le flysch conglomératique de la même zone des Brèches de Tarentaise dans la région de Bourg-Saint-Maurice.

- dans les assises carbonifères de la zone houillère briançonnaise, autochtone relatif de la klippe des Schistes lustrés du Mont Jovet, les stries analysées sur divers plans de fractures décrochantes sont compatibles avec une direction de raccourcissement maximum voisine de N120° Est. Dans la région de Moûtiers, les mesures restent trop fragmentaires mais l'organisation des principales failles est également compatible, dans le cadre d'un décrochement sénestre, avec cette direction N120°. C'est d'ailleurs une telle direction de raccourcissement qui permet d'expliquer la forme des filons d'extension et la croissance des fibres cristallines à l'intérieur de ces filons, bien développés dans le flysch.

. Les déformations cassantes tardives.

Une importante fracturation tardive découpe aussi bien la région de Moûtiers que celle du Mont Jovet.

Dans le premier secteur, les failles subverticales, de directions sub-méridiennes à NE-SW constituent un véritable couloir de fracturation. Deux mouvements successifs (dextre et senestre), liés à deux champs de contrainte différents (NE-SW et SE-NW), sont matérialisés par des familles de stries, mais les mesures restent trop peu nombreuses pour que ces résultats puissent être définitivement retenus.

Dans le secteur du Mont Jovet, les failles essentielles, également sub-méridiennes, sont quant à elles compatibles avec une direction de raccourcissement par décrochement orientée N120°.

III. CHRONOLOGIE DES PHASES TECTONIQUES.

Jusqu'à présent, nous n'avons donné qu'une chronologie relative des déformations.

Les terrains les plus récents de la Zone des Brèches de Tarentaise sont ceux du flysch s.s., qui n'est pas daté avec certitude (Crétacé supérieur - Eocène ?), et qui est affecté par la phase I. Il est donc impossible de donner une chronologie absolue des déformations observées.

Différents auteurs, dans les autres régions des Alpes ont tenté de cerner chronologiquement l'évolution tectonique des Alpes franco-italiennes (Tableau E).

	Transversale du Pelvoux (Tricart et al., 1977)	Les schistes lustrés piémontais (Caron, 1977)	La zone delphino-helvétique (Gratier, Lejeune et Vergne, 1973)
Phase I	Eocène supérieur-Oligocène	Sénonien	Crétacé supérieur
Phase II	Oligocène supérieur ?	la limite Eocène-Oligocène	Priabonien - Oligocène
Phase III	Néogène		Miocène - Pliocène

Tableau E : Chronologie de l'évolution tectonique des Alpes franco-italiennes selon différents auteurs.

Il est admis généralement que les schistes lustrés piémontais étaient déformés avant leur arrivée sur le domaine briançonnais dont la série s'achève avec le Paléocène (ou l'Eocène inférieur) (Allenbach, 1980, Marion, 1984). C'est sans doute la phase P1 des Schistes lustrés du Jovet qui représente cette première déformation mais cela reste impossible à prouver.

En ce qui concerne le Flysch de Tarentaise, je suis d'accord avec les arguments développés par J.C. Lancelot (1979) qui, sur la base de comparaisons de styles de plissement entre la zone delphino-helvétique et la Zone des Brèches de Tarentaise à la latitude de Bourg-Saint-Maurice, situe la phase P1 postérieurement au Priabonien.

CHAPITRE VI

CONCLUSION GENERALE

Ce travail résulte de la combinaison de trois aspects : méthodologique, thématique et régional, dont les principaux traits sont les suivants :

I. ASPECT METHODOLOGIQUE.

Les résultats présentés dans ce mémoire confirment l'intérêt d'une approche régionale par une étude des structures et de la déformation dont elles résultent.

Un aspect original du travail effectué réside dans l'association des méthodes d'analyse géométrique des structures, d'analyse quantitative de la déformation et de la modélisation expérimentale.

Les résultats obtenus par ces méthodes ont d'importantes répercussions au point de vue thématique régional.

II. ASPECT THEMATIQUE.

Plus particulièrement dirigé sur l'aspect "structure et déformation progressive", il montre notamment, l'importance de l'influence des effets mécaniques sur la géométrie des structures de la déformation finie. Les principaux résultats se résument comme suit :

- lors d'une déformation progressive, en régime de cisaillement simple global, des plis actifs (flambage) peuvent se développer par nucléation, assymétrisation et interférence de pli. Ainsi, *le style des plis* n'est qu'un caractère parmi d'autres et ne permet pas des corrélations rigoureuses entre des structures de régions différentes.

- des figures d'interférence de plis (type 1, 2 et 3, J.G. Ramsay, 1962) peuvent se développer durant une déformation progressive en régime de cisaillement simple global dans une zone de contact (zone of contact strain, H. Ramberg, 1962). On constate ainsi que *plusieurs générations de plis* peuvent se développer durant une déformation progressive.

Les essais réalisés à l'aide d'un modèle analogique confirment ces résultats.

III. ASPECT REGIONAL.

A. LA REGION DE MOUTIERS.

. Le trait structural majeur de ce secteur est la fracturation tardive sub-verticale, qui affecte la Zone des Brèches de Tarentaise et la juxtapose à la zone subbriançonnaise. Décrochante en certains points, injectée d'évaporites dans d'autres, cette fracturation serait liée à deux champs de contrainte différents, l'un NE-SW, l'autre SE-NW.

L'existence de ce couloir de fracturation ôte toute signification au découpage paléogéographique proposé antérieurement, basé sur l'organisation des alignements gypseux qui faisait prendre les compartiments tectoniques pour des zones paléogéographiques. Dans l'état actuel des choses, seule peut être maintenue la zone dite "du Quermoz". Pour les deux autres zones (dites de "Hautecour" et de "Salins"), le problème est à revoir de la même façon que devra être revue la zonéographie paléogéographique des parties plus septentrionales de la Zone des Brèches de Tarentaise.

Cette fracturation tardive représente un élément important de l'évolution structurale du secteur dont les grands traits peuvent être résumés ainsi :

1. ouverture du bassin du Flysch de Tarentaise ; elle obéirait à une fracturation d'origine distensive liée à un décrochement.
2. dépôt des séquences du Flysch. S'il venait à se confirmer que ce dernier est d'âge priabonien, et donc que les faunes crétacées retrouvées à ce jour sont remaniées, la Zone des Brèches de Tarentaise s'intégrerait alors dans le même cadre d'évolution structurale tertiaire que celle des autres unités à flysch plus méridionales (flysch des Aiguilles d'Arves).
3. plissement généralisé ; ce stade évolutif correspond à la genèse des structures plicatives synschisteuses affectant socle et couverture des grands ensembles structuraux, ainsi qu'à leur superposition tectonique.
4. nouvel épisode de fracturation, décrochant au moins à une époque, qui confère à la région de Moûtiers son individualité morphologique actuelle.

. Du point de vue des méso et des micro-structures (correspondant au stade 3 décrit plus haut), l'étude effectuée dans le Flysch et dans les Schistes verts et violets du Permien a apporté les observations suivantes :

- trois phases de plissements sont mises en évidence par l'examen des figures d'interférence de plis ;
- le caractère synschisteux du plissement ;

- de la phase II à la phase III les structures produites ressemblent à celles nées au cours d'une déformation progressive dans un régime de cisaillement.

- la plupart des éléments de la déformation (axes des plis, filon d'extension, zones abritées, dans le flysch, montre une direction de cisaillement régional dont les axes sont orientés ainsi : $a = N120^\circ$; $b = N30^\circ$

- l'analyse de l'ellipsoïde des déformations sur les points de réduction et les nodules carbonatés dans les schistes permien de la région de Moûtiers, donne les rapports suivants : $\frac{X}{Z} = 9,8$ et $\frac{Y}{Z} = 1,5$.

- l'étude de la croissance des fibres dans les fractures d'extension du flysch indique un taux d'extension de 40 à 45 %.

B. LA KLIPPE DU MONT JOVET.

. Les traits principaux de ce massif sont les suivants :

La klippe du Mont Jovet, ainsi que son coussinet gypseux, apparaissent conservés dans un petit graben d'effondrement, allongé N-NE - S-SW. Deux failles verticales à sub-verticales conditionnent l'existence de cette structure : la faille du col de la Grande Forcle tout d'abord, sub-méridienne, et la faille du Bois de la Cour ensuite, d'orientation voisine de $N140^\circ$. L'analyse des stries (par la méthode des dièdres droits) développés sur des failles annexes aux deux principales, surtout présentes dans les assises gréseuses de la zone houillère, autochtone relatif de la klippe, donne un résultat intéressant : les diagrammes obtenus sont en raccourcissement par décrochement, dans lequel σ_1 est sub-horizontale et proche de $N120^\circ$ Est. On notera que le sens de mouvement des failles (mal individualisé) de la région de Moûtiers est compatible avec cette direction.

. Par l'analyse des figures de superposition de plis, on montre que les schistes lustrés du Mont Jovet ont été affectés par trois phases de plissement synschisteux.

Les plis de la phase II peuvent s'accompagner de structures en fourreau.

La courbure des axes de plis, le développement de plis en fourreau et les enroulements des charnières semblent indiquer que de la phase II à la phase III, les structures se sont produites au cours d'une déformation progressive dans un régime de cisaillement. L'ensemble de ces déformations synschisteuses est d'âge alpin et a pu se développer à partir du Crétacé supérieur et jusqu'à l'Eocène (inclus ?).

A N N E X E


```

C      PROJECTION OF STRAIN ELLIPSOID
      DIMENSION X(100),Y(100)
      IMPLICIT INTEGER*1(H)
      DIMENSION H(11)
      WRITE(3,30)
30  FORMAT(1X,'DIRECT PLOTING ( 2 ) OR WRITE IN FILE ( 9 )')
      READ(1,4) MDS
      WRITE(3,1)
      1  FORMAT(1X,'INPUT DATA FILE=?')
      READ(1,2) (H(I),I=1,11)
      2  FORMAT(11A1)
      WRITE(3,3)
      3  FORMAT(1X,'DATA IN WHICH DRIVE(1 OR 2)')
      READ(1,4) NDR
      CALL OPEN(6,H,NDR)
      WRITE(3,5)
      5  FORMAT(1X,'OUTPUT DATA FILE=?')
      READ(1,2) (H(I),I=1,11)
      WRITE(3,6)
      6  FORMAT(1X,'DATA WRITTEN TO WHICH DRIVER(1 OR 2)')
      READ(1,4) NDR
      CALL OPEN(9,H,NDR)
      4  FORMAT(I1)
      WRITE(3,7)
      7  FORMAT(1X,'HOW MUCH IS THE INFLUCING RATIO(FROM CENTER)')
      READ(1,8) V
      8  FORMAT(F2.0)
      WRITE(3,16)
      16  FORMAT(1X,'SCALING FACTOR=?(*SV1+SV2)')
      READ(1,10) SV1,SV2
      WRITE(3,9)
      9  FORMAT(1X,'LENG. & WID.=?(2F6.1)')
      READ(1,10) XX,YY
      READ(6,11,ERR=100,END=100) (X(I),Y(I),I=1,100)
      11  FORMAT(30F5.0)
      10  FORMAT(2F6.1)
      100 N=I-1
      WRITE(MDS,15)
      15  FORMAT(1X,'S2')
      WRITE(3,12) N
      12  FORMAT(1X,'DATA NO.=' ,I3)
      X1=XX/2.
      Y1=YY/2.
      DO 200 I=1,N
      IF(X(I).EQ.0..AND.Y(I).EQ.0.) GO TO 200
      WRITE(3,10) X(I),Y(I)
      IX=IFIX(X(I)*SV1+SV2)
      IY=IFIX(Y(I)*SV1+SV2)
      WRITE(MDS,13) IX,IY
      13  FORMAT(1X,'M' ,I4,' ',I4)
      WRITE(MDS,14)
      14  FORMAT(1X,'N2')
      200 CONTINUE
      DO 101 I=1,N
      IF(X(I).EQ.0..AND.Y(I).EQ.0.) GO TO 101

```

```

      WRITE(3,17) I
      17  FORMAT(1X,'I=' ,I2)
      P=X(I)-X1
      Q=Y(I)-Y1
      DO 102 J=1,N
      IF(J.EQ.I.AND.I.NE.1) GO TO 102
      X2=X(J)-P
      Y2=Y(J)-Q
      IF(X2.LE.XX/V.OR.X2.GT.(XX/V)*(V-1)) GO TO 102
      IF(Y2.LE.YY/V.OR.Y2.GT.(YY/V)*(V-1)) GO TO 102
      IX=IFIX(X2*SV1+SV2)
      IY=IFIX(Y2*SV1+SV2)
      WRITE(MDS,13) IX,IY
      WRITE(MDS,14)
      102 CONTINUE
      101 CONTINUE
      IX=IFIX(XX*SV1+SV2)
      IY=IFIX(YY*SV1+SV2)
      IZ=0+SV2
      WRITE(MDS,13) IZ,IZ
      WRITE(MDS,19) IZ,IY
      WRITE(MDS,19) IX,IY
      WRITE(MDS,19) IX,IZ
      WRITE(MDS,19) IZ,IZ
      WRITE(MDS,20)
      19  FORMAT(1X,'D' ,I4,' ',I4)
      20  FORMAT(1X,'H')
      STOP
      END

```


BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ALLENBACH B., 1982 - Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales) - Litostratigraphie des séries mésozoïques. Analyse tectonique et modélisation de la déformation - Thèse 3ème cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 135 p.
- ANDERSON E.M., 1963 - The dynamics of faulting, Oliver and Boyd Ed. Edinburg et Londres.
- ANGELIER J. & MECHLER P., 1977 - Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. géol. France (7), XIX, 6, p. 1309-1318.
- ANTOINE P., 1971 - La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière Italo-suisse, Trav. Lab.Géol. Univ. Grenoble, Mém., n° 9, p. 1-367.
- ANTOINE P., BARBIER R., DEBELMAS J. & FUDRAL S., 1972 - Précisions chronologiques et paléogéographiques sur les Brèches des massif du Grand Fond (Zone des Brèches de Tarentaise, Savoie), Géol. Alpine, Grenoble, t. 48, fasc. 1, p. 49-59.
- ANTOINE P., BARBIER R. & COLLART J., 1972 - Sur la présence de faciès volcano-sédimentaires à la base des schistes de la Bagnaz (Zone des Brèches de Tarentaise, Savoie), Géol. Alpine, Grenoble, t. 48, fasc. 1, p. 41-47.
- ANTOINE P., BARBIER R. & COLLART J., 1973 - L'âge Jurassique de la série du Quermoz au Nord de Moûtiers (Savoie), C.R.Somm.Soc.géol.France, (4), p. 128-131.
- ANTOINE P., BARBIER R. & COLLART J., 1973 - Mise en évidence d'un pli couché kilométrique (6 km) dans la zone des Brèches de Tarentaise au Nord Ouest d'Aime (Savoie) et ses conséquences structurales, Géol.Alpine, t. 49, p. 13-19.
- ANTOINE P. & BARBIER R., 1978a - Idées nouvelles sur la structure de la région de Moûtiers (Savoie), Géol.Alpine, t. 54, p. 75-84.
- ANTOINE P. & BARBIER R., 1978b - La terminaison méridionale de la zone des Brèches de Tarentaise au Sud de Moûtiers (Savoie), C.R.Acad.Sc. Paris, t. 286, p. 1849-1851.
- ANTOINE P., BARBIER R., BARFETY J.C. & DEBELMAS J., 1980 - Précisions sur la formation détritique de base du flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie) C.R.Acad.Sc.Paris, t. 290, p. 1451-1453.

- BALLY A.W., 1981 - Thoughts on the tectonics of folded belts. In Thrust and Nappe tectonics, McClay, K., Price, N.J. (de). Geol.Soc.Lond, Spec. Publ., Oxford Publ., n°9, p. 13-32.
- BARBIER R., 1943 - L'âge des schistes de la Bagnaz, C.R.Somm.Soc.géol. France, n°3, p. 22-23.
- BARBIER R., 1943 - Observations géologiques dans la région de Moûtiers (Savoie), C.R.Somm.Soc.géol.France, n°12, p. 149-150.
- BARBIER R., 1948 - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mem. expl. carte géol. France, 290 p.
- BARBIER R., 1951 - Sur la découverte d'un Paltopleuroceras Spinatum BRUG, ind'ORB, dans le "synclinal de Naves" près de Moûtiers (Tarentaise). C.R.Somm.Soc.géol.France, n°13, p. 235-237.
- BARBIER R., 1951 - Sur la découverte de fossiles aux "Pyramides calcaires" (Haut Val d'Aoste) et aux Etroites du Saix (Tarentaise) et sur ses conséquences. C.R.Acad.Sc.Paris, t. 232, p. 748-749. *Ét. famille?*
- BARBIER R., 1952 - La stratigraphie du Trias de la nappe des Brèches de Tarentaise (zone subbriançonnaise externe) dans la région de Moûtiers (Savoie). C.R.Somm.Soc.géol.France, n°6, t. 2, p. 94-97.
- BARBIER R., 1956 - Découverte d'un paléodictyon dans le Dogger ultradauphinois de la région des Aiguilles d'Arves. Trav. Lab. géol. Grenoble, XXXIII, p. 125-135.
- BARBIER R., 1956 (b) - L'importance de la tectonique "anténummulitique" dans la zone ultradauphinoise au Nord du Pelvoux : la chaîne arvinche, Bull. Soc. géol. France (VI), p. 355-370.
- BARBIER R. & TRUMPY R., 1955 - Sur l'âge du flysch de la zone des Brèches de Tarentaise, Bull.Soc.géol.France, (6), IV, p. 207-215.
- BARBIER R., DEBELMAS J., 1966 - Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au Nord du Pelvoux (Alpes occidentales). Trav. Lab. géol. Univ. Grenoble, t. 42, p. 97-107.
- BEACH A., 1975 - The geometry of en-echelon vein arrays, Tectonophysics, v.28, p. 245-263.
- BEACH A., 1977 - Vein arrays, hydrolic fractures and pressure solution structures in a deformed flysch sequence, SW England. Tectonophysics, v. 40, p. 201-225.
- BEACH A., KING M., 1978 - Discussion on pressure solution. Jour.Geol.Soc. London, n°135, p. 649-651.
- BERGERAT F., 1985 - Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse Doctorat d'Etat Univ. Paris VI, 315 p.
- BERTRAND M., 1894 - Etudes dans les Alpes françaises (structure en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphisme). Bull.Soc.géol.France (3), XXII, p. 69-118.

- BERTHE D. & BRUN J.P., 1980 - Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican shear zone (France). Jour.Struc.Geol., v.2, p. 127-134.
- BIOT M.A., 1957 - Folding instability of layered viscoelastic medium under compression. Proceed.Roy.Soc.London, Ser, n°242, p. 444-454.
- BIOT M.A., 1961 - Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. Geol. Soc. Amer. Bull., v.72, p. 1598-1620.
- BORRADAILE G.J., BAYLY M.B., POWELL C.MC.A., 1982 - Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, Ed., 551 p.
- BOUDON J., GAMOND J.F. et al., 1976 - L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E.W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S ? Eclog. Geol. Helv. V. 69/2, p. 509-519.
- BOUSQUET J.C. & MONTENAT C., 1974 - Présence de décrochements nord-est-sud-ouest plio-quaternaires, dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne). Extension et signification générale, C.R.Acad.Sc. Paris, t. 278, p. 2617-2620.
- BRUN J.P., 1978 - L'enroulement des charnières de plis pendant la déformation progressive : arguments microtectoniques. Soc.géol.France, 6ème R.A.S.T. Orsay, p. 76.
- BRUN J.P. & CHOUKROUNE P., 1981 - Déformation progressive et structures crustales. Rev.géol.et Géogr.Phys.Dynam., v.123, p. 177-193.
- CABY R., 1968 - Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales. Géol.Alpine, t. 44, p. 95-111.
- CABY R., 1973 - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. Bull.Soc.géol.France (7), XV, n°5-6, p. 624-634.
- CABY R. KIENAST J.R., SALIOT P., 1978 - Structure métamorphique et modèle d'évolution des Alpes occidentales. Rev.géol.Dynam.Géogr.Phys., XX, fasc. 4, p. 307-322.
- CARON J.M., SCHUMACHER F., TRICART P., 1973 - Chronologie et évolution des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie), Sci.géol.Bull., n°26, p. 2-3.
- CARON J.M., 1979 - Relations entre métamorphisme et déformation dans les Alpes cottiennes. Ecl.Geol.Helv., vol. 72/2, p. 497-507.
- CAROZZI A., 1952 - Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentaire alpine. Arch.Sc.Genève, vol. 5, fasc. 1, p. 35-39.
- CHOUKROUNE P. & SEGURET M., 1968 - Exemple de relations entre joints de cisaillement, fentes de tension, plis et schistosité. Autochtone de la nappe de Gavarnie. Rev.Géol.Dynam.Géogr.Phys., vol. X, fasc. 3, p. 239-246.
- CHOUKROUNE P., 1971 - Contribution à l'étude de mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les zones abritées (pressure shadows), Bull.Soc.géol.France, (7), XIII, n°3-4, p. 257-271.
- COBBOLD P.R., 1975 - Fold propagation in single embedded layers, Tectonophysics, v.27, p. 333-351.
- COBBOLD P.R., 1976 - Fold shapes as functions of progressive strain., Phil.Trans.Roy.Soc., n°283, p. 129-138.
- COBBOLD P.R., 1977(a) - Description and origin of banded deformation structures. I : Regional strain, local perturbations, and deformation bands. Can.Journ.Earth.Sci. 14, 8, p. 1721-1731.
- COBBOLD P.R., 1977(b) - Description and origin of banded deformation structures. II : Rheology and the growth of banded perturbations. Can.Journ.Earth.Sci. 14, 11, p. 2510-2523.
- COBBOLD P.R. & QUIQUIS H., 1980 - Development of sheath folds in shear regimes. Jour.Struc.Geol., vol. 2, n°1/2, p. 119-126.
- COBBOLD P.R. & WATKINSON A.J., 1981 - Bending anisotropy : a mechanical constraint on the orientation of fold axes in an anisotropic medium, Tectonophysics, vol. 72, p. 563-567.
- COLLART J., 1973 - La zone des Brèches de Tarentaise entre Montgirod et le vallon du Cormet d'Arêches (au Nord de Moûtiers) Savoie. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.
- DE BOER R.B., 1977 - Pressure solution : theory and experiments. Tectonophysics, vol. 39, p. 287-301.
- DEBELMAS J., 1963 - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble, t. 39, p. 125-171.
- DEBELMAS J., 1970 - Alpes Savoie et Dauphiné. Masson.Paris, 211 p.
- DEBELMAS J., 1974 - Géologie de la France. Vol. 2 : les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Doin Ed. Paris.
- DEBELMAS J., 1975 - Les Alpes et la théorie des Plaques. Rev.Géol.Dynam. Géogr.Phys., (2), vol. XVII, fasc. 3, pp. 195-208.
- DEBELMAS J., GIDON M., DERCKOVE C., 1978 - Idées actuelles sur les carnéoles alpines. "Live jubilaire Jacques Flandrin". Docum.Lab.Géol. Fac.Sci.Lyon, H.S., n°4, p. 195-201.
- DIXON J.M., 1976 - Apparent "double rotation" of porphyroblasts during a single progressive deformation. Tectonophysics, 34, p. 101-115.
- DONNATH F.A. & PARKER R.B., 1964 - Folds and folding, Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 75, p. 45-62.

DURNEY D.W., 1972 - Solution-transfer, an important geological deformation mechanism., *Nature*, n°235, p. 315-377.

DURNEY D.W., 1976 - Pressure-solution and crystallization deformation. *Phil.Trans.Roy.Soc.*, n°283, p. 229-240.

DURNEY D.W. and RAMSAY J.C., 1973 - Incremental strains measured by syn-tectonic crystal growths. In *Gravity and Tectonics*. R. Scholten Ed. John Wiley & Sons, Int.Pub. : p. 67-96.

DURNEY D.W., 1971 - Deformation history of the western Helvetic Nappes, Valais, Switzerland. Ph.D.Thesis.Univ.London.

ELLENBERGER F., 1958 - Etude géologique du Pays de Vanoise. *Mem.Serv. Carte géol.France*, 561 p.

ELLENBERGER F., 1961 - Trias à faciès Briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. In "Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes". *Mém.B.R.G.M.*, n°15, p. 215-231.

ERNST W.G., 1973 - Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, vol. 84, p. 2053-2078.

FAURE M. & MALAVIELLE J., 1980 - Les plis en fourreau du substratum de la Nappe des Schistes lustrés de Corse, signification cinématique. *C.R. Acad.Sc.*, Paris, t. 290, n°21, p. 1349-1352.

FLINN D., 1962 - On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quart.J.Geol.Soc.*, vol. 118, p. 385-433.

FRY N., 1979 - Random points distributions and strain measurements in rocks. *Tectonophysics*, vol. 60, n°1/2, p. 89-105.

FUDRAL S., 1973 - Contribution à l'étude de l'unité de Moûtiers entre le torrent du Cormet d'Arêches et le hameau des Chapieux, Thèse 3ème cycle, Univ.Grenoble.

FUDRAL S., 1980(b) - Une nouvelle interprétation de l'unité de Salins (Zone des Brèches de Tarentaise) au Nord-Ouest de Bourg-Saint-Maurice (Savoie). Conséquences structurales, *C.R.Acad.Sc.*, Paris, t. 290, p. 1333-1336.

GHOSH S.K., 1966 - Experimental tests of buckling folds in relation to strain ellipsoid in simple shear deformation, *Tectonophysics*, vol. 3, n°3, p. 169-185.

GIGNOUX M., 1914 - Feuille Lyon au 1/320,000. Question des Brèches de Tarentaise. *Bull.Serv.Carte géol.France*, vol. 23, 107 p.

GIGNOUX M., 1930 - La tectonique des terrains salifères : son rôle dans les Alpes françaises. Livre jubilaire de la Soc.Géol.France, p. 329-360.

GOGUEL J., 1963 - L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales, *Bull.Soc.géol.France*, (7), t. V, n°1, p. 20-23.

GRATIER J.P., 1979 - Déformations superposées et déformations progressives : importance des premières structures sur la disposition des suivantes. Exemple du Haut Atlas central. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t. 288, p. 303-306.

GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE J.L., 1973 - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Rémollon). Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 289 p.

GRATIER J.P., VIALON P., 1980 - Deformed pattern in a heterogeneous material : folded and leaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French alps). *Tectonophysics*, vol. 65, p. 151-180.

GRAY D.R., 1979 - Microstructure of crenulation cleavage - an indicator of cleavage origin, *Amer.Jour.Science*, vol. 279, p. 97-128.

HELMSTAEDT H., DIXON J.M., 1980 - Superposed crenulation cleavages resulting from progressive deformation. *Tectonophysics*, vol. 66, p. 126-195.

HENDERSON J.R., 1981 - Structural analysis of sheath fold with horizontal X-axis, Northeast Canada. *Jour.Struc.Geol.*, vol. 3, n°3, p. 203-210.

HOBBS B.E., MEANS W.D., WILLIAMS P.F., 1976 - An outline of structural geology. John Wiley & Sons, Ed.Int.Pub., 571 p.

HOMEWOOD P.W., 1977 - Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps : a general account. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 70/3, p. 627-641.

HOMEWOOD P. & CARON C., 1982 - Flysch of the Western Alps, in "Mountain Building Processes", K.J. Hsu (editeur) Academic press, p. 157-169.

HUGON H., 1982 - Structures et déformation du massif de Rocroi (Ardenes). Approche géométrique quantitative et expérimentale. Thèse 3ème cycle Univ. Rennes.

JULIVERT M., MARCOS A., 1973 - Superposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera Northwest Spain). *Amer.Jour.Science*, vol. 273, p. 353-375.

KERCKHOVE C., 1969 - La zone du "flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie Alpine, Grenoble*, t. 45, p. 5-204.

KILIAN W., 1893 - Une excursion géologique en Tarentaise (la brèche nummulitique et son extension au Nord de Moûtiers). Bull.Soc. Hist.nat.Savoie, Chambéry, t. VII, p. 28-40.

KILIAN W., REVIL J., 1916 - Sur les brèches (conglomérats) de Tarentaise. C.R.Acad.Sc., Paris, t. 163, p. 552-555.

KUENEN PH.M., CAROZZI A., 1953 - Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of Alps. Jour.Geol., vol. 61, p. 363-373.

LANCELOT J.C., 1979 - Etude tectonique de la zone des Brèches de Tarentaise dans la région de Bourg-Saint-Maurice, Savoie. Thèse 3ème cycle Univ. Paris VII.

LEMOINE M., 1984 - Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Tethys ligure. Bull.Soc.géol.France 1985, vol. I, n°1, p. 126-137.

LOUBAT H., 1984 - Considérations préliminaires sur la configuration de l'édifice subvolcanique du Versoyen (Alpes franco-italiennes) analogue aux bassins en distension du type Golfe de Californie. Geol. Alpine, t. 60, p. 37-44.

LU C.Y., 1982 - Superposed folding of brioverian mica schists and amphibolites along the river La Penzé Pays de Léon North-West France, Rapport de D.E.A., Univ. Brest.

LU C.Y., FUDRAL S., 1984 - Les Schistes lustrés du Mont Jovet et leur cadre structural (Alpes occidentales, Savoie). Soc.géol. France, 10ème R.A.S.T. Bordeaux.

MANCKTELOW N.S., 1979 - The development of slaty cleavage, Fleurieu Peninsula, South Australia. Tectonophysics, vol. 58, p. 1-20.

MANZ R., WICKHAM J., 1978 - Experimental analysis of folding in simple shear. Tectonophysics, vol. 44, n°1-4, p. 79-90.

MARION R., 1984 - Contribution à l'étude géologique de la Vanoise - Alpes Occidentales - Le massif de la Grande Sassièrre et la région de Tignes - Val d'Isère, Thèse 3ème cycle, Univ. de Savoie, 172 p.

MARTINEZ-REYES J., 1980 - Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère, région du Mont Niélard et du Cheval Noir (Savoie) - Le problème des unités à flysch. Thèse de Docteur Ingénieur, Univ. Paris VI.

MASSON H., 1972 - Sur l'origine de la cargneule par fracturation hydraulique. Eclogae.Geol.Helv., 65/1, p. 27-41.

MATTAUER M., MERCIER J.L., 1980 - Microtectonique et grande tectonique. Mem.h.ser.Soc.géol.France, n°10, p. 133-153.

MAURY P., 1984 - Etude stratigraphique et structurale de la liaison Séolanes - Morgon (Ubaye) : son rôle dans la genèse de la zone subbriançonnaise. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI, 162 p.

MAURY P., RICOU L.E., 1983 - Le décrochement subbriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne - externe des Alpes franco-italienne. Rev.Geol.dynam.Géogr.phys., vol. 24, 1, p. 3-22.

MCCLAY K.R., 1976 - The rheology of plasticine. Tectonophysics, vol. 33, n°1-2, p. T7-T15.

MICHEL R., 1957 - Etude pétrographique des schistes cristallins de la feuille de Moûtiers au 1/50.000ème. Bull.Ser.Carte.géol. France, t. LV, n°252, p. 17-30.

MULLER W.H., 1982 - Zur Entstehung der Rauhewacke. Eclogae.Geol.Helv., vol. 75/3, p. 481-494.

PFIFFNER O.A., 1981 - Fold and thrust tectonics in the Helvetic nappes. In "Thrust and nappe tectonics". McClay K., Price N.J. (eds), Spec.Publ.Geol.Soc.Lond., John Wiley & Sons, Int.Pub., n°9, p. 319-327.

QUINQUIS H., 1980 - Schistes bleus et déformation progressive : l'exemple de l'île de Groix (Massif Armoricaïn). Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes.

QUINQUIS H., AUDREN, BRUN J.P., COBBOLD P.R., 1978 - Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. Nature, p. 43-45.

RAGAN D.M., 1973 - Structural geology - an introduction to geometrical techniques. John Wiley & Sons, Int.Pub.

RAMBERG H., 1959 - Evolution of ptygmatic folding. Geol. Rundschau, vol. 39, p. 99-151.

RAMBERG H., 1962 - Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression. Geol.Rundschau, vol. 51, (2), p. 405-439.

RAMBERG H., 1963 - Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks. Amer.Assoc.Petrol.Geol.Bull., 47, p. 484-515.

RAMBERG H., 1964 - Strain distribution and geometry of folds. Bull.Geol. Inst.Univ.Uppsala, v. XIII, 4, 20 p.

RAMBERG H., 1975 - Superposition of homogeneous strain and progressive deformation in rocks. Bull.Geol.Inst.Univ.Uppsala, N.S., 6, p. 35-67.

RAMSAY J.G., 1962 - Interference patterns produced by the superposition of "similar" type. Jour.Geol., p. 466-481.

RAMSAY J.G., 1963 - Stratigraphy, structures and metamorphism in the western Alps. Geol.Assoc.Proc., p. 357-372.

RAMSAY J.G., 1967 - Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, Pub., 568 p.

RAMSAY J.G., 1980 - Shear zone geometry : a review. Jour.Struc.Geol., vol. 2, n°1/2, p. 83-99.

RAMSAY J.G., 1981 - Tectonic of the Helvetic Nappes. In "Thrust and Nappe Tectonics". McClay K., Price J.J.(Ed). Spec.Publ.Geol.Soc. London., Oxford Publ., n°9, p. 239-309.

RAMSAY J.G., 1984 - The technique of modern structural geology : strain measurements. Academic Press, vol. 1.

RAOULT J.F., 1980 - Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone bri-ançonnaise, Alpes françaises). Rev.Géol.Dyn.Géogr.Phys., vol. 22, fasc. 4-4, p. 303-312.

RECH-FROLLO M., 1960 - Flysch et Molasse. Bull.B.R.G.M.Ser., vol. 2, n°7, p. 752-757.

RICOU L.E., 1980 - La zone subbriançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. C.R.Acad.Sc.Paris, t. 290, p. 835-838.

RICOU L.E., 1982 - Tectonique longitudinale dans les Alpes occidentales, Soc.Geol.France, 9ème R.A.S.T., Paris, p. 540.

RICOU L.E., 1984 - Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement. Bull.Soc.Géol.France, (7), XXVI, 5, p. 861-874.

ROBERT J.P., 1976 - Les décrochements, fracturations et mouvements de blocs associés - exemples des massifs subalpins dauphinois, Thèse 3ème cycle, Univ. de Grenoble, 154 p.

ROCH E., 1926 - Etude stratigraphique et tectonique des environs de Moûtiers (Savoie). Bull.Serv.Carte géol.France, n°160, p. 181-210.

SCHNEEGANS D., BARBIER R., 1943 - La tectonique des unités subbriançonnaises dans la région de Moûtiers en Tarentaise. C.R.Somm. Soc.géol.France, n°13, p. 170-172.

SCHOELLER H., 1929 - La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère. Bull. Serv.Carte géol.France, n°175, p. 422.

SERRE A., 1983 - Evolution géodynamique d'un secteur de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales : les unités à flysch paléogène de la région de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). Thèse 3ème cycle, Univ. Savoie.

SMITH A.G., 1971 - Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys Mediterranean and Atlantic. Geol.Soc.Amer.Bull., vol. 82, p. 2039-2070.

SMITH R.B., 1975 - Unified theory of the onset of folding boudinage and mullion structure. Geol.Soc.Amer.Bull., vol. 86, p. 1601-1609.

STROMGARD K.E., 1973 - Stress distribution during formation of boudinage and pressure shadows. Tectonophysics, vol. 16, p. 215-248.

TERMIER P., KILIAN W., 1920 - Le lambeau de recouvrement du Mont Jovet en Tarentaise, les Schistes lustrés au nord de Bourg-Saint-Maurice. C.R.Acad.Sc., Paris, t. 171, p. 1100-1105.

TERMIER P., 1928 - Le pays de nappes des Alpes françaises. C.R.Acad.Sc., Paris, t. 186, p. 113-117.

TERMIER P., 1947 - Le flysch dans la sédimentation alpine. Ecl.geol.Helv. vol. 40, p. 163-168.

TRICART P., CARON J.M., GAY M., VIALON P., 1977 - Relais de schistosité, structure en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux. Bull.Soc.géol.France, (7), XIX, n°4, p. 873.

TRUMPY R., 1951 - Sur les racines helvétiques et les "Schistes lustrés" entre le Rhône et la vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi), Eclogae.Geol.Helv., vol. 44/2, p. 338-347.

TRUMPY R., 1957 - Quelques problèmes de paléogéographie alpine. Bull. Soc.géol.France, 7, (6), VII, p. 433-461.

TRUMPY R., 1955 - Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines, Bull.Soc.géol.France, (6), V, p. 217-231.

TRUMPY R., 1965 - Considérations générales sur le "Verrucano" des Alpes suisses. Symp. sur le Verrucano, Soc.toscana Sc.nat.Pisa, p. 212-232.

TURNER F.J., WEISS L.E., 1963 - Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw-Hill, Pub., 545 p.

VIALON P., RULAND M., GROLIER J., 1976 - Eléments de tectonique analytique. Masson Ed., Paris, 115 p.

WATKINSON A.J., 1976 - Fold propagation and interference in a single multilayer unit. Tectonophysics, vol. 34, p. 37-42.

WATKINSON A.J., 1981 - Pattern of fold interference : influence of early fold shapes. Jour.Struc.Geol., vol. 3, n°1, p. 19-23.

WEGMANN C.E., 1932 - Note sur le boudinage. Geol.Soc.Amer.Bull., p. 471-491.

CARTES GEOLOGIQUES

- Feuille de Bourg-Saint-Maurice à 1/50.000ème, (1ère édition 1930).
- Feuille Albertville à 1/80.000ème (2ème édition 1966).
- Feuille Annecy à 1/250.000ème (B.R.G.M. Editeur 1980).
- Carte géologique de la France à 1/1500.000ème (B.R.G.M. Editeur 1980).

Cartes géologiques hors texte

- Carte géologique de la région de Moûtiers (Savoie) à 1/25.000.
- Carte géologique du Mont Jovet à 1/25.000.



Planche I

CARTE GEOLOGIQUE

DE LA REGION DE MOUTIERS (Savoie)

par Lu Chia Yu en collaboration avec Fudral Serge

Quaternaire indifférencié

Tufs

ZONE DES BRECHES DE TARENTAISE

Zone du Quermoz des auteurs

Ff flysch calcaire

Fc flysch conglomératique

"Zone d'Hautecluse" et

"Unité de Salins" des auteurs

Fb : flysch à blocs
Fc : flysch conglomératique

ts Trias supérieur

tm Trias moyen
(▼ = brèche)

ti-p Permo-Trias

p Permien
pc (pc: Permien conglomératique)

"cristallin de Hautecluse"
anté-alpin

ZONE SUB-BRIANCONNAISE S.S.

l Lias (a: observé ; b: masqué)

Evaporites

g

pendages

schistosité principale

synclinal

allure des replis

contour géologique

Faillle

Faillle masquée

chevauchement

A, B, C, D. Position des coupes géologiques de la Fig. 2.2.a.

Carte Moutiers n° 1-2 1/25.000ème

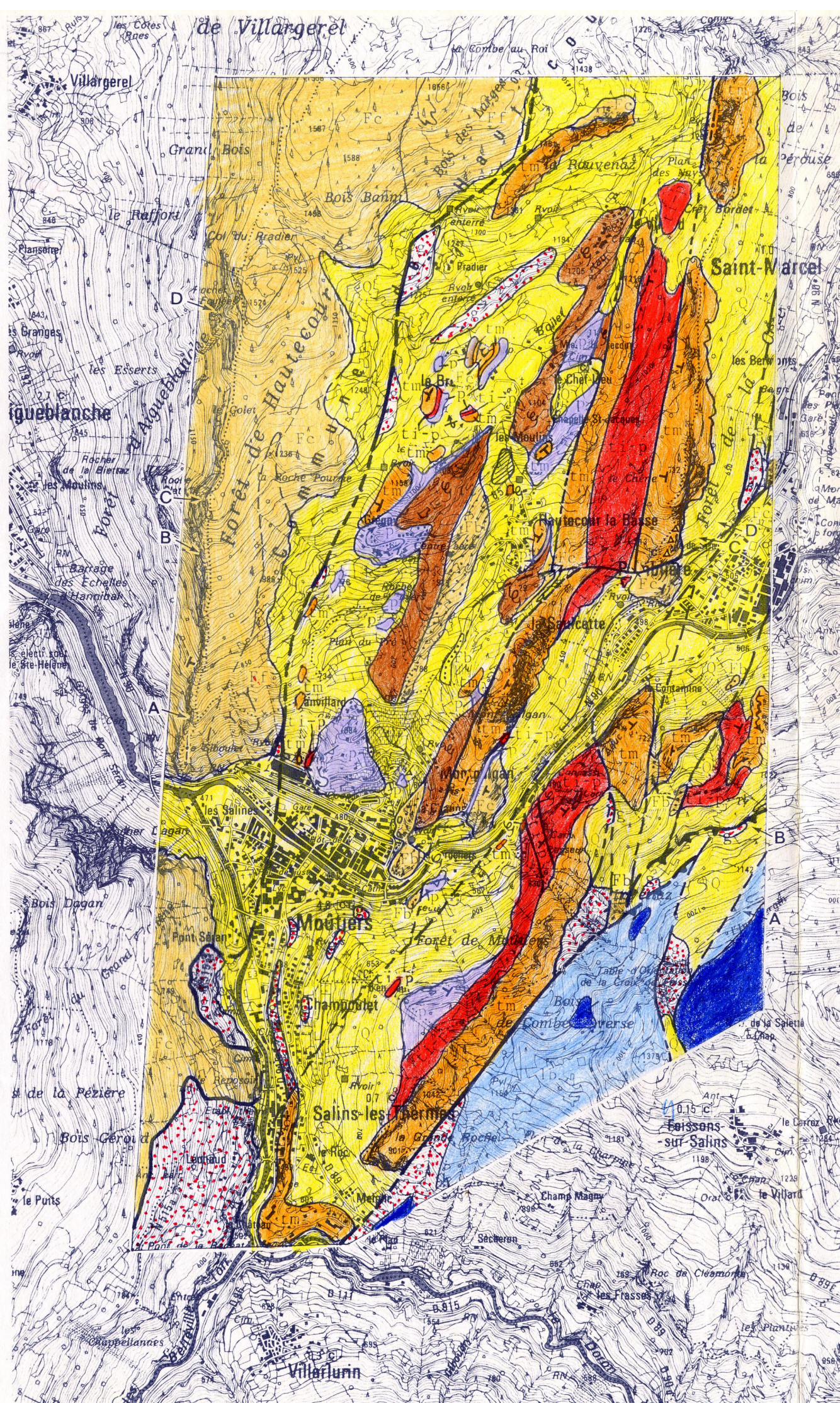



Planche I


CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE MOUTIERS (Savoie) par Lu Chia Yu en collaboration avec Fudral Serge


 Quaternaire indifférencié

 Tufs



ZONE DES BRECHES DE TARENTEISE


Zone du Quermoz des auteurs


Ff  flysch calcaire

Fc  flysch conglomératique



"Zone d'Hautecour" et
"Unité de Salins" des auteurs


Fb  Fb : flysch à blocs
Fc  Fc : flysch conglomératique

ts  Trias supérieur


tm  Trias moyen
(▼ = brèche)

ti-p  Permo-Trias

p  Permien
pc  (pc: Permien conglomératique)


g  "cristallin de Hautecour"
anté-alpin


ZONE SUB-BRIANCONNAISE S.S.


l  Lias (a: observé ; b: masqué)


Evaporites

g 

 — — — — — pendages

 schistosité principale


 synclinal

 allure des replis

 contour géologique

 Faille

 Faille masquée

 chevauchement

A, B, C, D. Position des coupes géologiques de la Fig. 2.2.a.

Carte Moutiers n° 1-2 1/25.000ème

CARTE GEOLOGIQUE DU MONT JOVET

1/25 000

par LU Chia Yu en collaboration avec Serge FUDRAL

- | | | | |
|--|--|--|-------------------------------|
| | Ecoulements | | Glissement de terrains ancien |
| | Quaternaire indifférencié :
éboulis et moraines | | Glissement de terrains récent |
| | Tufs | | Versant tassé |
| | Vallums morainiques (de neves) | | Limites d'arrachement |
| | Cônes de déjections | | |

Zone des brèches de Tarentaise

- | | |
|--|--|
| | Substratum du flysch et
flysch de Tarentaise indifférenciés |
|--|--|

Zone sub-briançonnaise

- | | |
|--|--------------------------|
| | Jurassique indifférencié |
|--|--------------------------|

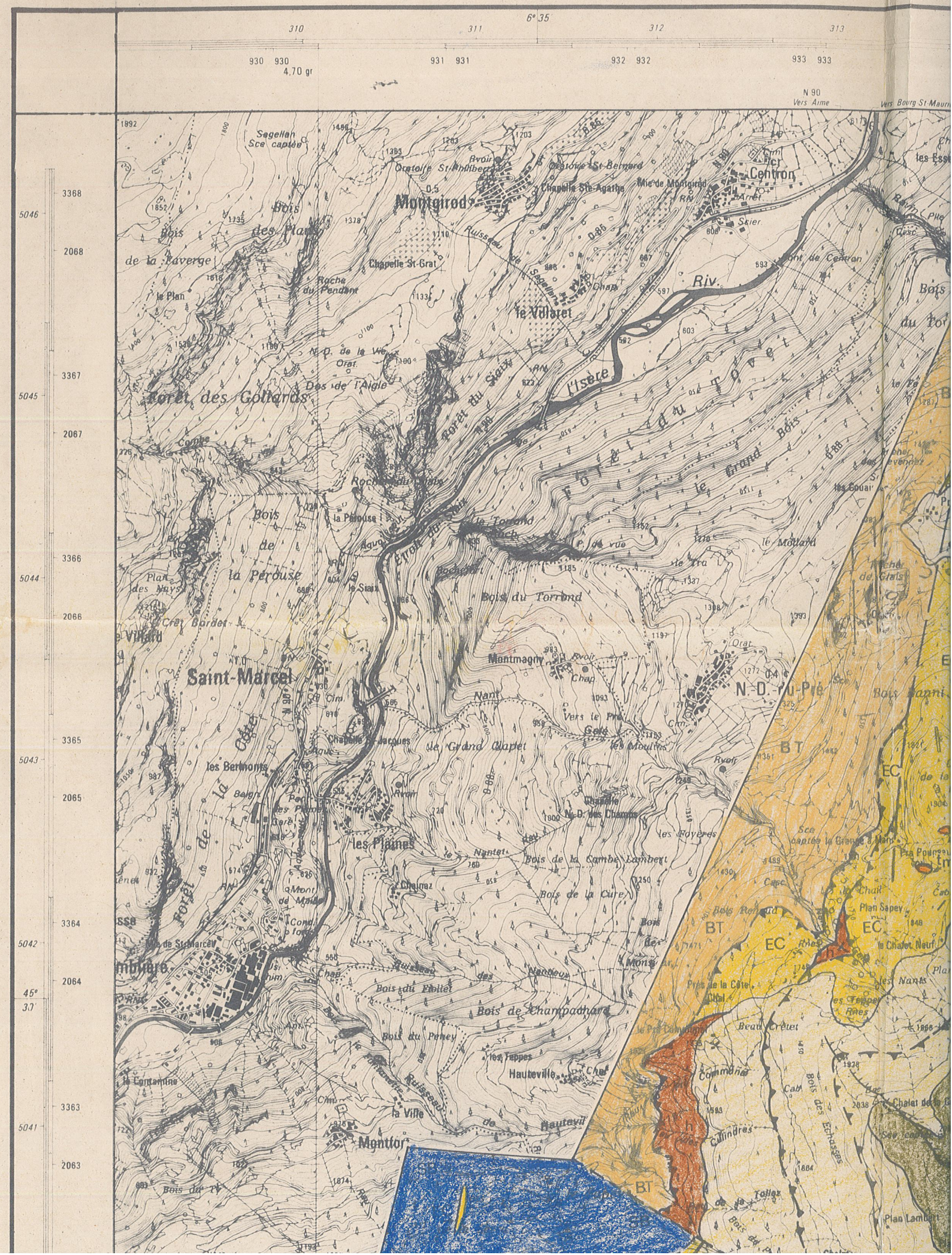
Zone briançonnaise

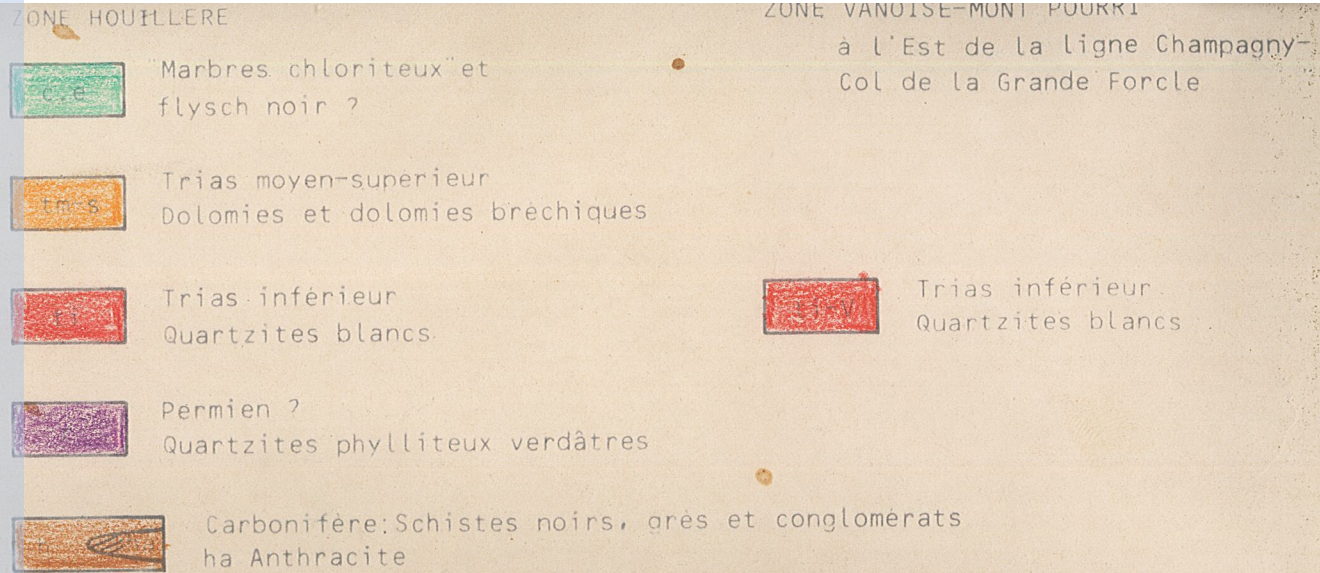
- | | | | |
|----------------|--|---|--------------------------------------|
| ZONE HOULLIERE | | ZONE VANOISE-MONT POURRI | |
| | Marbres chloriteux et
flysch noir ? | à l'Est de la ligne Champagne-
Col de la Grande Forcle | |
| | Trias moyen-supérieur
Dolomies et dolomies bréchiques | | |
| | Trias inférieur
Quartzites blancs | | Trias inférieur
Quartzites blancs |
| | Permien ?
Quartzites phylliteux verdâtres | | |

- | | |
|--|--|
| | Carbonifère: Schistes noirs, grès et conglomérats
ha Anthracite |
|--|--|

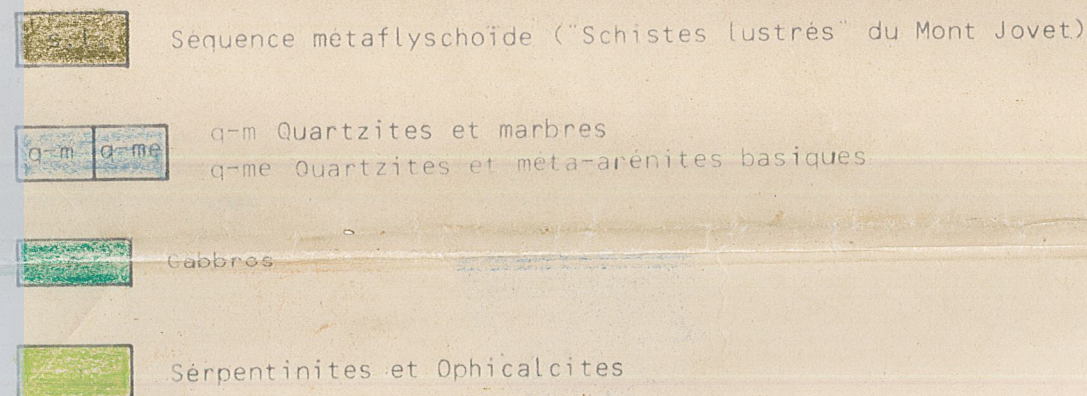
Zone piémontaise

Klippe des Schistes lustrés du Mont Jovet





Zone piémontaise Klippe des Schistes lustrés du Mont Jovet



vaporites et cargneules

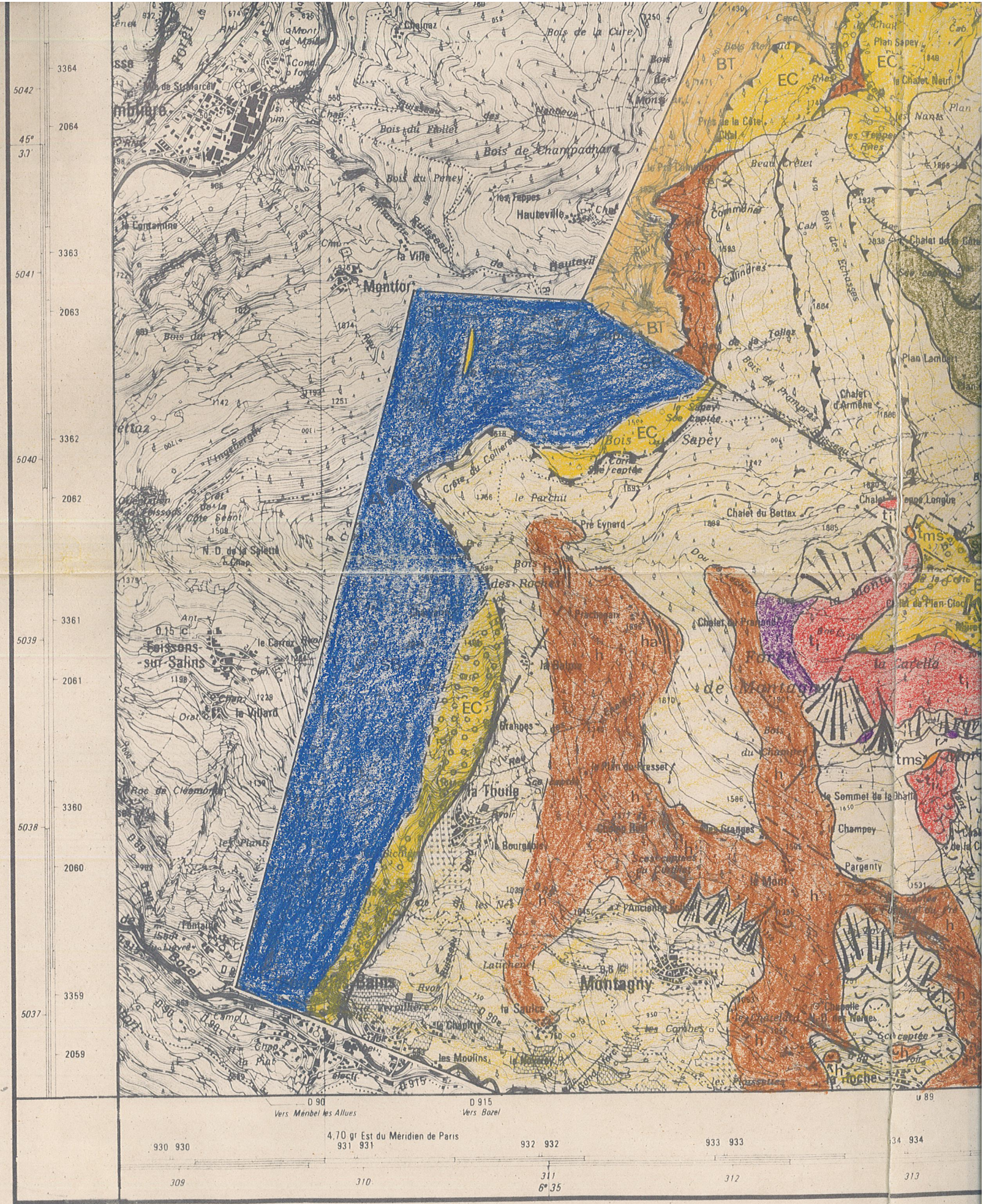
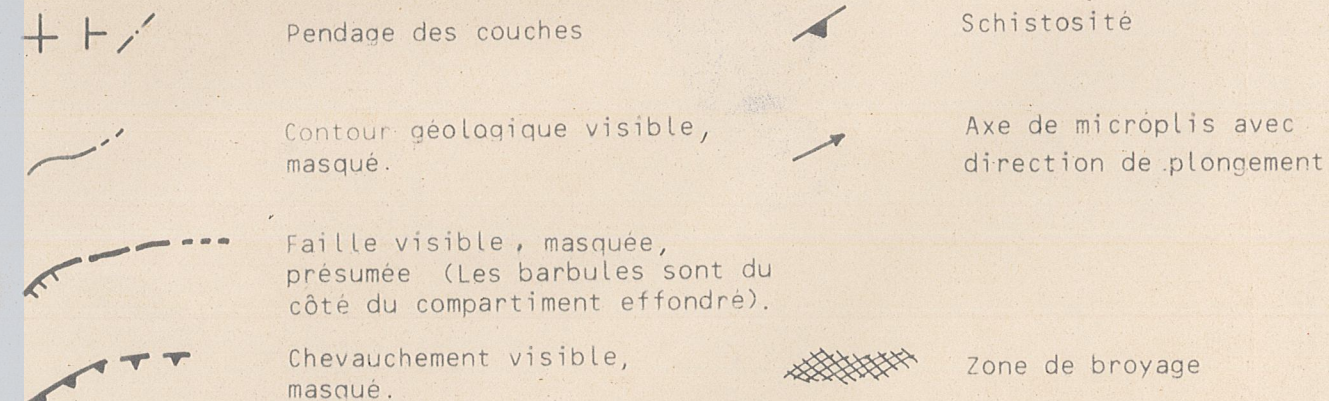
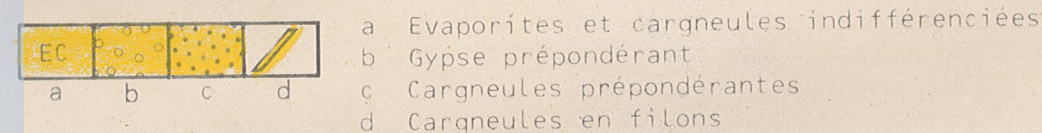
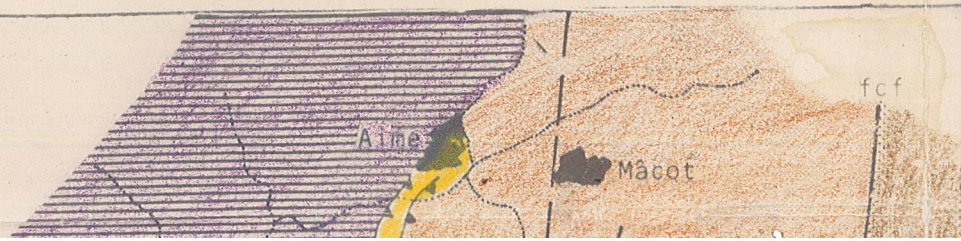


Schéma structural

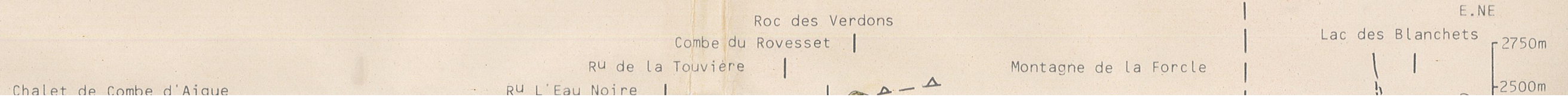


W-SW

2750m

2500m

Coupes géo



a b c d
c Cargneules prépondérantes
d Cargneules en filons

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Pendage des couches | | Schistosité |
| | Contour géologique visible, masqué. | | Axe de microplis avec direction de plongement |
| | Faïlle visible, masquée, présumée (Les barbules sont du côté du compartiment effondré). | | Zone de broyage |
| | Chevauchement visible, masqué. | | |

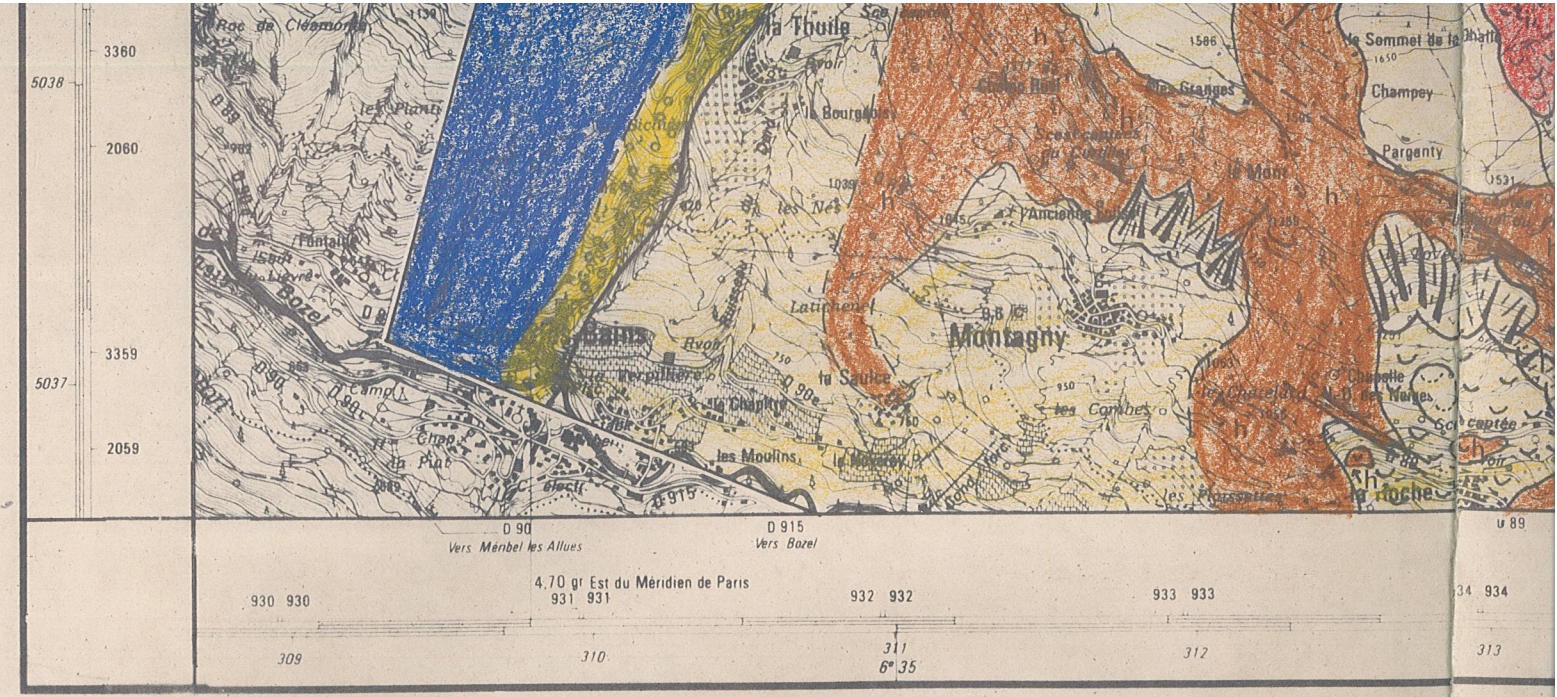
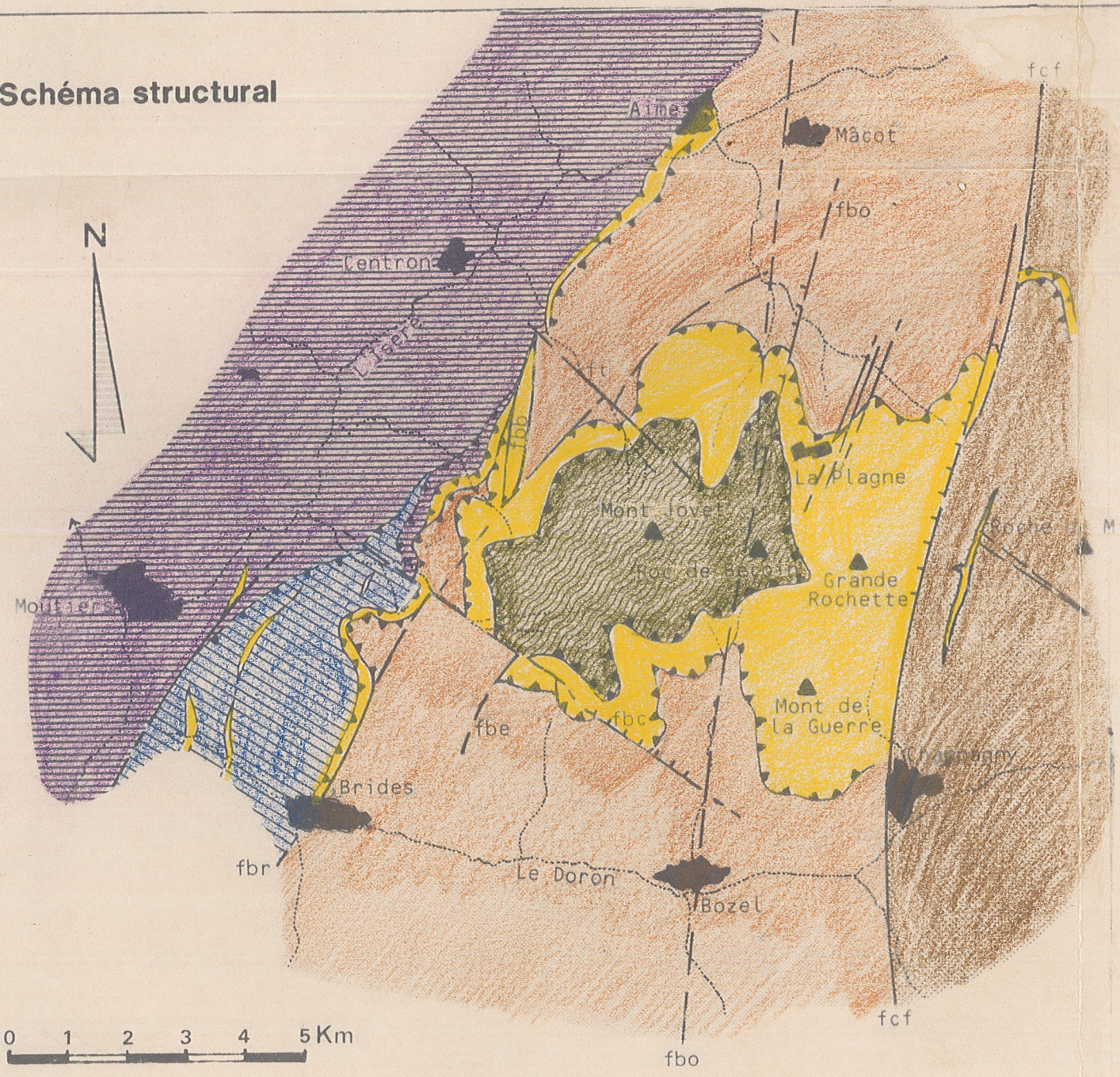
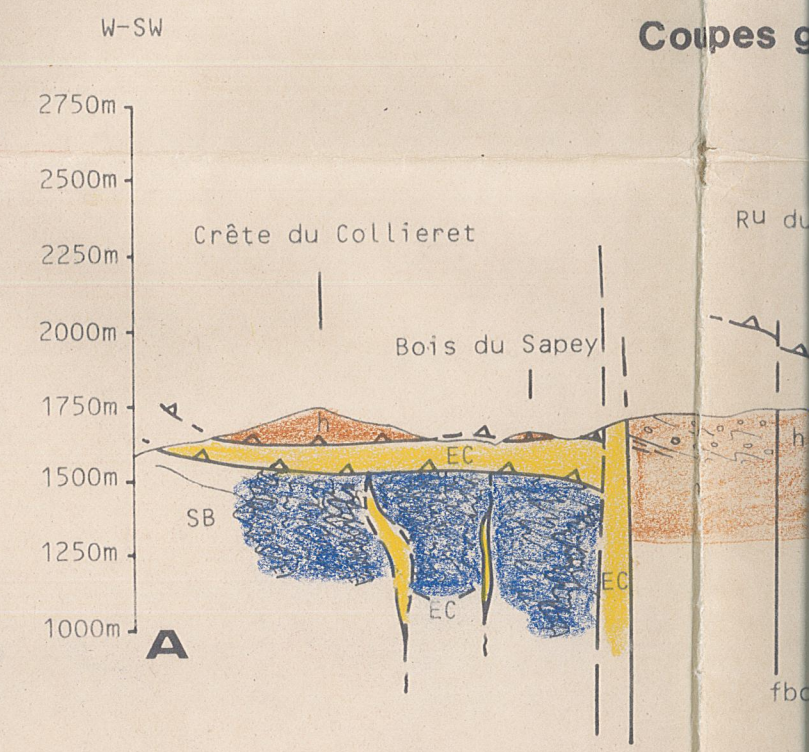


Schéma structural

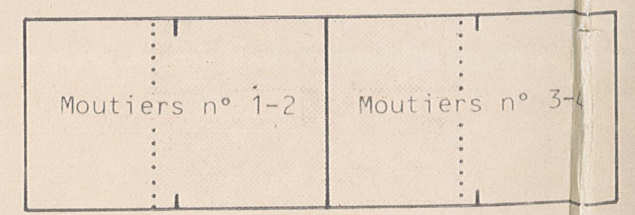


- Zone des Brèches de Tarentaise
- Zone sub-briançonnaise
- Zone briançonnaise
 - a Zone houillère
 - b Zone Vanoise-Mont Pourri
- Zone piémontaise
Schistes Lustrés du Mont Jovet
- Evaporites et Cargneules
-
-
- Faïlles (barbules du côté effondré)
 - fbb - du Bois Banni
 - fbc - du Bois de la Cour
 - fbe - du Bettex
 - fbo - du Bonrieu
 - fbr - de Brides
 - fcf - du Col de la Grande Forcle
 - ft - du Nant Thieret

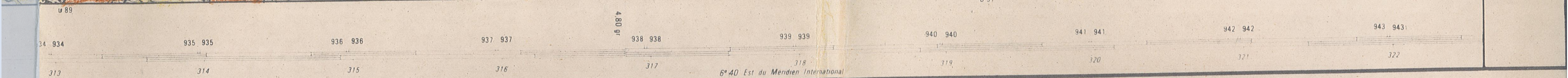
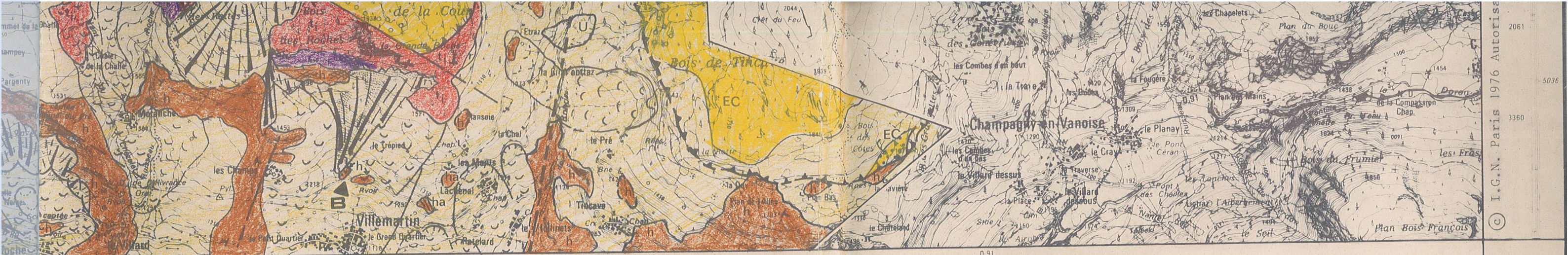
Coups g



SCHEMA D'ASSEMBLAGE DES CARTES
Feuilles I.G.N. 1/25.000



tel-00547430, version 2 - 5 Dec 2012



Coupes géologiques

tel-00547430, version 2 - 5 Dec 2012

